

QE
1
I6
1948c
v.5

SCIENCE

WAREHOUSE

Sellnowsky

INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS

REPORT OF THE EIGHTEENTH SESSION
GREAT BRITAIN 1948



PART V (5)

PROCEEDINGS OF SECTION D
THE GEOLOGICAL RESULTS OF
APPLIED GEOPHYSICS

LONDON
1950

UNIVERSITY OF ILLINOIS AT
CHICAGO CIRCLE
801 SO. MORGAN
CHICAGO, IL 60607

INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS //

REPORT OF THE EIGHTEENTH SESSION
GREAT BRITAIN 1948

General Editor: A. J. Butler

QE
I6
1948c
V. 5
SCIENCE



PART V

PROCEEDINGS OF SECTION D
THE GEOLOGICAL RESULTS OF
APPLIED GEOPHYSICS

Edited by
J. McG. BRUCKSHAW

LONDON
1950

Section D, Geological Results of Applied Geophysics, met on three occasions during the Session. The successive Chairmen at these meetings were as follows :-

August 26th	W. F. P. McLintock
	L. Migaux
August 28th	A. van Weelden
August 30th	J. Renner
	J. Phemister

The Secretary of the Section was J. McG. Bruckshaw.

Contents

	PAGE
BARNES, V. E., ROMBERG, F., and MATHIS, R. W. Gravity prospecting for lead and zinc, New Mexico.....	5
BREUSSE, J. J. La prospection électrique appliquée aux recherches hydrologiques dans la presqu'île de Dakar (A.O.F.).....	16
BRUCKSHAW, J. MCG. The delineation of a dyke by the magnetic method.....	26
BULLERWELL, W. A gravitational survey over a concealed portion of the Warburton Fault near Lymm, Cheshire.....	32
CASTANY, G. Applications des méthodes de prospection électriques à un problème particulier en Tunisie: les seuils hydrauliques.....	32
COOK, A. H., and THIRLAWAY, H. I. S. Recent observations of gravity in Wales and the Borders.....	33
DE CASTELLVÍ, P. M. C. Apuntes geológicos y prácticos hacia una primera estacion sismográfica en la vertiente E. de los Andes en Colombia.....	45
DE MAGNÉE, I. Délimitation géo-électrique du premier pipe de kimberlite découvert dans les champs diamantifères du Kasai (Congo belge).....	52
FROST, A., and WEISS, O. Geological results of geophysical prospecting in the discovery of the Odendaalsrust Goldfields in the Orange Free State of the Union of South Africa.....	58
GOGUEL, J. Constitution géologique des dépressions périalpines de la Saône et du Rhône, d'après la prospection géophysique.....	59
HEERMANN, O. Application of seismic reflection methods to German salt dome structures.....	68
METZGER, A. A. T. On potential-drop-ratio measurements in structural investigations.....	81
MIGAUX, L. Quelques exemples d'application de la méthode tellurique.....	85
MONTANDON, F. Fractures et zones de choc dans les Alpes nord-occidentales.....	96
NORIN, E., and AMBOLT, N. P. The relation of the Tarim Basin to its Border Ranges as elucidated by gravity data.....	104
OULIANOFF, N. Séismologie et structure du soubassement des Alpes.....	110
PALMER, L. S., and HOUGH, J. M. Some earth resistance measurements in Holderness.....	119
PAVER, G. L. The application of the electrical resistivity method to the location of underground water: a geological analysis.....	120
REICH, H. Geophysikalische Karten von Nordwestdeutschland.....	120
SCHLUMBERGER, M., and MATHIEU, J. L. Application of Schlumberger methods to the investigation of coal seams encountered in bore-holes.....	121
SIÑERIZ, J. G. Estudio critico de los gravímetros de resorte metalico llamados de longitud cero. Aplicacion a los gravímetros de Hartley y North	121
STRALEY, H. W. Is the basement complex involved in Appalachian folding?.....	121
TIRATSOO, E. N. Radioactivity measurements as an aid to geological mapping.....	122
VAN EEDEN, O. R., and ENSLIN, J. F. Notes on the influence of dykes on underground water, with special reference to the Odendaalsrust Area in the Union of South Africa.....	131
VECCHIA, O. Seismic refraction methods and dam site exploration.....	131
WALTERS, R. C. S. Some geophysical experiences in water supply.....	132
WEISS, O., and FROST, A. Geological results of geophysical prospecting for water on the new goldfields of the Orange Free State of the Union of South Africa.....	133

GRAVITY PROSPECTING FOR LEAD AND ZINC, NEW MEXICO

By V. E. BARNES, R. W. MATHIS, and F. ROMBERG

U.S.A.

ABSTRACT

Observations of the force of gravity were made on the Houston-Thomas group of claims in the Pinos Altos Mountains north of Silver City, New Mexico. The observed values of gravity were corrected for terrain effects, and the resulting map revealed three positive anomalies. The second of the U.S. Bureau of Mines diamond-drill holes on one of the anomalies penetrated a lead-zinc ore body in which mining later was started. Two holes on another anomaly missed ore, and the third anomaly does not warrant drilling.

This is the first record of the use of a gravity meter in the discovery of a lead-zinc ore body. This investigation also proves that the use of a gravity meter in extremely rugged terrain for the discovery of such bodies is practicable.

An explanation is proposed for the systematic difference between the Bouguer correction as computed from observed surface densities and as computed from the graph of force versus elevation.

INTRODUCTION

THE Houston-Thomas group of 15 patented claims in the Pinos Altos mining district located about eight miles north of Silver City, New Mexico, was chosen for gravity exploration for the following reasons:—

- (1) The district has a long history of productivity.
- (2) The ore is appreciably heavier than the country rock.
- (3) An area was available for lease.

Mathis proposed the project to be operated by him as a commercial prospect, the interpretation being done by Romberg for the privilege of publication of any significant results. The division of labour among the writers is as follows: Mathis obtained the gravity data, made the geological map, and described the ore body; Romberg made the gravity interpretation; and Barnes reviewed the geology. Romberg and Barnes spent two days in the field checking the results.

The gravity anomalies were drilled by the U.S. Bureau of Mines under Project 15-203, which was in progress at the time the gravity survey was made. Use of the results of the drilling by the U.S. Bureau of Mines is gratefully acknowledged. Geologists of the U.S. Smelting, Refining, and Mining Company aided in the underground mapping.

GEOLOGY

Stratigraphy.—The stratigraphic column in the vicinity of the Houston-Thomas prospect is that given by Paige (1916), modified by Spencer and Paige (1935), and quoted as follows:—

Cretaceous

Colorado shale.

Beartooth quartzite.

Pennsylvanian

Magdalena group.

The sedimentary rocks have been extensively intruded by rocks of probable late Cretaceous age consisting predominantly of diorite-porphyry. The geologic map of the area (Fig. 1) shows the main areas of predominant rock types but shows neither the myriad of small intrusives in the sedimentary rocks nor the equally numerous small inclusions in the igneous rocks. Beyond the map area diorite-porphyry outcrops extensively, being terminated eastward by a large granodiorite mass.



FIG. 1.

In nearby mining districts the Magdalena group has been divided into two formations, and beneath them a Mississippian formation, the Lake Valley limestone, is prolifically ore bearing. In the Pinos Altos district the Lake Valley limestone has not been found, and the divisions of the Magdalena group have not been recognized.

Mineral deposits.—Graton (1910) described the mineral deposits of the Pinos Altos district and gave an account of the early history of the district. Paige (1916, p. 14, 1911) gives additional information about the mineral deposits, especially the replacement deposit in limestone with which this paper deals. The district was discovered about 1860, and since that time several million dollars worth of metals have been produced, with the precious metals predominating in the early part of its history and the base metals becoming more prominent later.

The lead-zinc deposits of the Houston-Thomas and adjoining claims are replacement deposits in the Magdalena limestone, the chief metallic minerals being ferriferous sphalerite (marmatite), galena, pyrite, and chalcopyrite. On the surface there are extensive gossans composed, according to Paige, of a mixture of limonite, smithsonite, azurite, and earthy materials with a dark-brown material containing manganese, copper, and iron. The geologic map (Fig. 1) shows the gossan areas and the principal mines. The estimated production in short tons of ore from the various mines is as follows: Cleveland, 130,000+; Houston-Thomas, 3,500 (sulphide ore); Atlas No. 1, 500 (carbonate and sulphide ore); and Pershing, 6,000 (sulphide ore).

On the Cleveland property, gossan occurs over both the Cleveland and the Pershing mines. A small area of gossan occurs above the carbonate and sulphide ores of the Atlas No. 1 mine, and another small area of gossan is exposed within the gravity anomaly over the known ore mass. However, large areas of gossan on the Houston-Thomas claims have been proven barren and, furthermore, no gravity anomalies have been found associated with them.

Density data.—The densities of the various rock types were determined before the gravity survey was made in order to judge whether or not a gravity survey would be feasible. The density data obtained are as follows:—

<i>Rock type</i>	<i>Average density</i>
Gossan	2.70
Colorado shale	2.74
Beartooth quartzite	2.66
Magdalena limestone	2.77
Diorite-porphyry	2.80
Andesite	2.67

Densities from cores are as follows:—

<i>Rock type</i>	<i>Average density</i>
Magdalena limestone	2.75
Diorite-porphyry	2.89

The average density of the ore mined up to February 22, 1948, is 3.84.

Structure.—According to Paige (1911, p. 123) the ore deposits appear to replace definite beds in the Magdalena limestone. The attitude of the limestone has been disturbed somewhat by the extensive intrusives, but in general it dips east-northeast. The unconformably overlying Beartooth quartzite in general dips south-southeast. Commonly the limestone and the quartzite in the area surveyed are separated by a thin diorite-porphyry sill.

Faulting is prevalent in the Pinos Altos district, and several faults are shown within the map area. Just east of the map area the contact between the Magdalena limestone and the Beartooth quartzite is at an elevation of 7,500 feet, whereas immediately west of the Houston-Thomas fault, it is at an elevation of 7,260 feet, indicating a drop on the western side of the fault of approximately 300 feet. Another north-south fault west of the map area, also downthrown to the west, places the Colorado shale in contact with the Magdalena limestone.

PART V: GEOLOGICAL RESULTS OF APPLIED GEOPHYSICS

Near the northeastern margin of the map area, the Colorado shale is downthrown against the Magdalena limestone, and within the map area it is faulted against diorite-porphry. This fault has several times the throw of the Houston-Thomas fault and is offset by it. A post-faulting andesite dyke is shown in the northwestern part of the map area.

TOPOGRAPHY

That portion of the Houston-Thomas group of claims covered by the gravity survey lies on the western slope of the Pinos Altos Mountains within a few hundred feet of the Continental Divide and

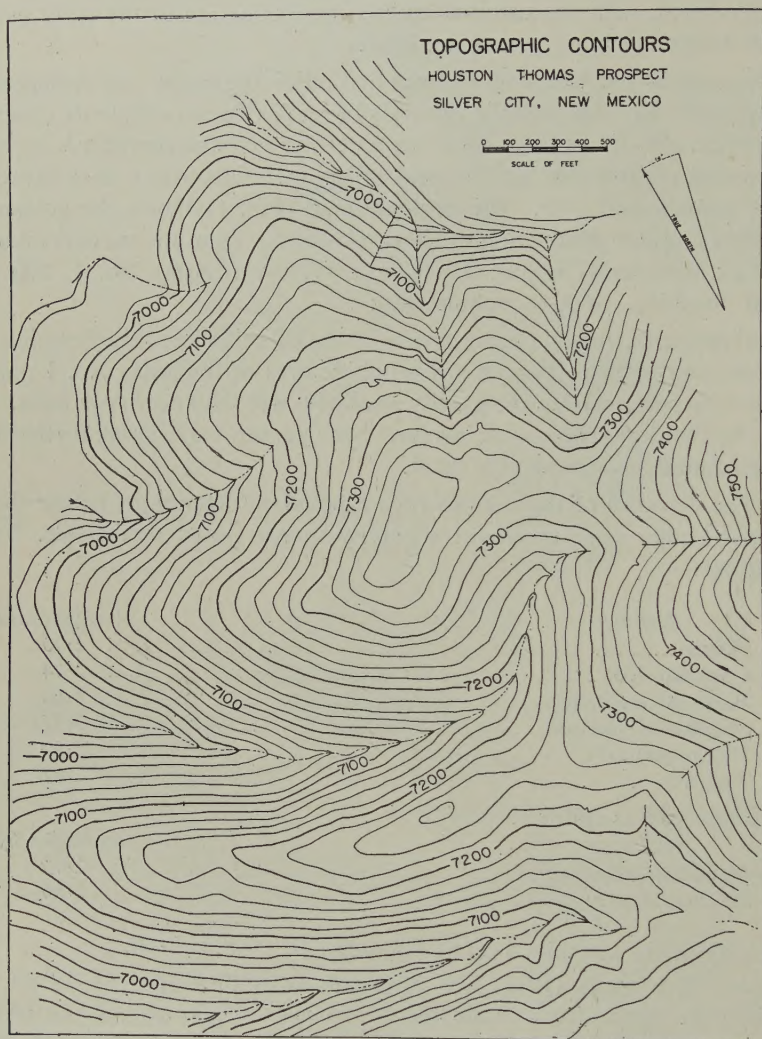


FIG. 2.

between elevations of 7,000 and 7,500 feet above sea level. The crest of the Pinos Altos Mountains is 8,036 feet in elevation and is about one-fourth of a mile from the surveyed area, which is about 3,000 by 3,400 feet in size. Figure 2 is a topographic map of the area showing the steepness of the slopes. The maximum slope is near 38° , and the average slope is estimated to be about 20° . The topography shown is typical of that within a two-mile radius.

The slopes are rubble and brush covered which, in combination with the extreme steepness, made surveying and observing with the gravity meter difficult tasks.

GRAVITY OBSERVATIONS

The stations for observing the gravitational force were laid out in an irregular network with a spacing of about 100 feet. This spacing was chosen because the shallow ore bodies which were being sought would presumably give rise to anomalies in the gravitational field with dimensions of the order of 200 feet. Such anomalies may be missed on the final map of the gravitational force if the spacing is too large. When the preliminary work was done, fill-in stations were set in areas where anomalies were indicated.

Observations of the force were made with a portable gravity meter which was read with a precision of plus or minus 0.01 milligal. The meter had to be transported on foot, as it was not possible to take an automobile anywhere on the prospect except on the one road that runs through it. The effect of tidal drift was kept small by reading the meter frequently on base stations; this was practical because the stations were close together. After the readings were corrected for drift, they appeared to be repeatable with a probable error of less than plus or minus 0.02 milligal. The corrected readings are probably in error with respect to each other by more than this amount if they are some distance apart on the prospect, but this is of no consequence in the search for small anomalies.

The observations were corrected for latitude and elevation in the usual manner, and a contour map (Fig. 4) drawn on the residual values. Terrain corrections were made for the stations in areas that seemed to be anomalous, and a second contour map was made using these corrected observations (Fig. 5). The values of the gravitational force shown are relative, since no purpose in prospecting could be served by trying to relate them to the absolute value of force.

When gravity surveys are made in areas of rough topography, there is always a question as to whether the effects of the terrain will mask the anomalies that are being sought, even after the terrain corrections have been made. On the Houston-Thomas prospect it was considered doubtful whether the anomalous gravitational effects of ore bodies could be perceived, since the surface was extremely rough and the surface material varied. With sufficient labour and very accurate topographic and geologic maps, a set of terrain corrections could no doubt be computed to any required correctness, but there was no assurance in the beginning that the extra labour of making accurate terrain corrections would be worth carrying out. As it was, the gravity map after correction showed no anomalies that were not hinted at by the uncorrected map, but the corrected map showed the closures more plainly. The authors do not know of another attempt to look for such small anomalies in such rough terrain.

DENSITY CORRECTIONS

It is customary to correct observations of the gravitational force for elevation differences with a factor which multiplies the relative elevation of each station. This factor is a combination of the free air elevation correction (which is nearly constant on the earth's surface) and the Bouguer factor, which is a function of the surface density. The surface density can be measured from samples. This measurement is usually supplemented with density profiles such as those described by Nettleton (1940), in which different values of the density are tried out for effect on the final values of the gravitational force. Profiles computed with a number of assumed densities are plotted for a line of observations, and these profiles are compared with a profile of the topography. If the assumed density is too small, its force profile follows the topography; if it is too large, its profile mirrors the topography. The correct density will, of course, be the one whose profile seems neither to follow nor to mirror the topography. This method works well if, on the profiles chosen, there is no relation between the residual force and the elevations, but if there is such a relation, it may lead to a choice of the wrong density.

Density profiles for the Houston-Thomas prospect were ambiguous; the profiles seemed to follow some topographic features and mirror others. However, the best choice of surface density indicated by the density profiles seemed to be about 2.2. This differs seriously from the measured density of 2.7.

Another method of finding a value for the combined elevation correction (and thence presumably for the surface density) is to plot all the observations on a graph of elevation versus force uncorrected for elevation. If there were no gravity anomalies present, the points on the graph would all lie in a

PART V: GEOLOGICAL RESULTS OF APPLIED GEOPHYSICS

straight line, whose slope would be the elevation correction factor. The slope of the line can be found with sufficient accuracy if the elevation differences on the prospect are great enough. The elevation graph of the Houston-Thomas prospect (Fig. 3) showed the slope to have a value corresponding to a surface density of 2.0. This result is even more startling than the value of 2.2 which was deduced from the density profiles, as it deviates even further from the measured density. The elevation graph shows the slope the line would have, to correspond to a density of 2.7, and it is clearly out of the question to draw the line with such a slope. Thus if the elevation correction based on a density of 2.7 were used in correcting the observations of force, the uphill and downhill stations would appear to be anomalous merely on account of their elevations. The final elevation corrections were computed from the slope of the elevation graph rather than from the true density, since it was thought that fewer irrelevant anomalies would result.

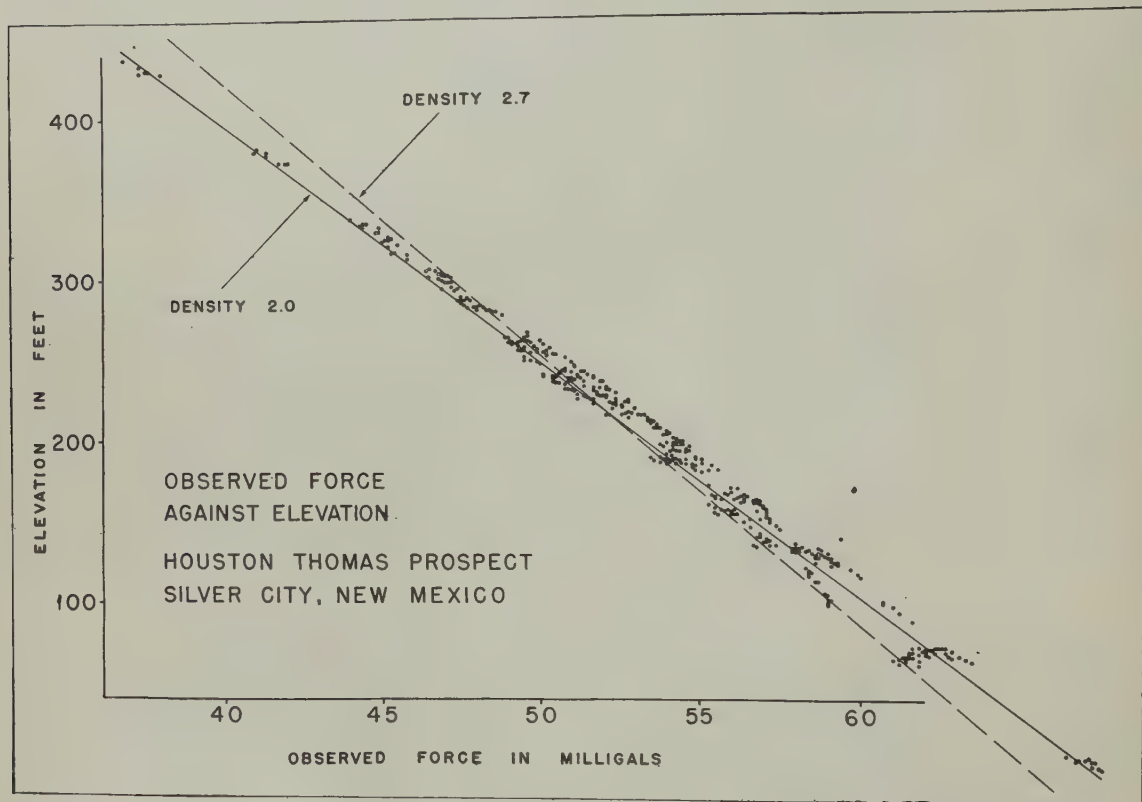


FIG. 3.

Three explanations suggest themselves for the discrepancy between the surface density as measured and as deduced from the density profiles and elevation graph. If the prospect slopes generally in one direction, the graphic correction factor will include the regional gradient in this direction, if there is one. This is not harmful unless the regional gradient itself is being sought. Again, if the higher stations and lower stations are generally on different outcrops, the graphic correction factor will include the anomaly caused by the density difference of the outcropping formations. Finally, if the higher elevations occur in regions of rougher topography, the total or large-scale terrain corrections (as opposed to the very local corrections made for the map) will increase with the elevations and cause the graphic correction factor to be greater than it ought to be, and the deduced surface density less. In an ideal case such as that of a cone-shaped mountain, it is clear that the total terrain correction will increase

systematically as the point of observation moves from the base of the mountain to its top. The present prospect is a fair approximation to such a case, and it seems probable that the abnormal slope of the elevation graph is caused by an increase with elevation of the terrain correction.

TERRAIN CORRECTIONS

Since topographic irregularities affect the observed gravitational force, a correction must be added to each station. The magnitude of each correction depends on the surface density and the topography in the neighbourhood of the station, and the corrections are usually computed graphically by means

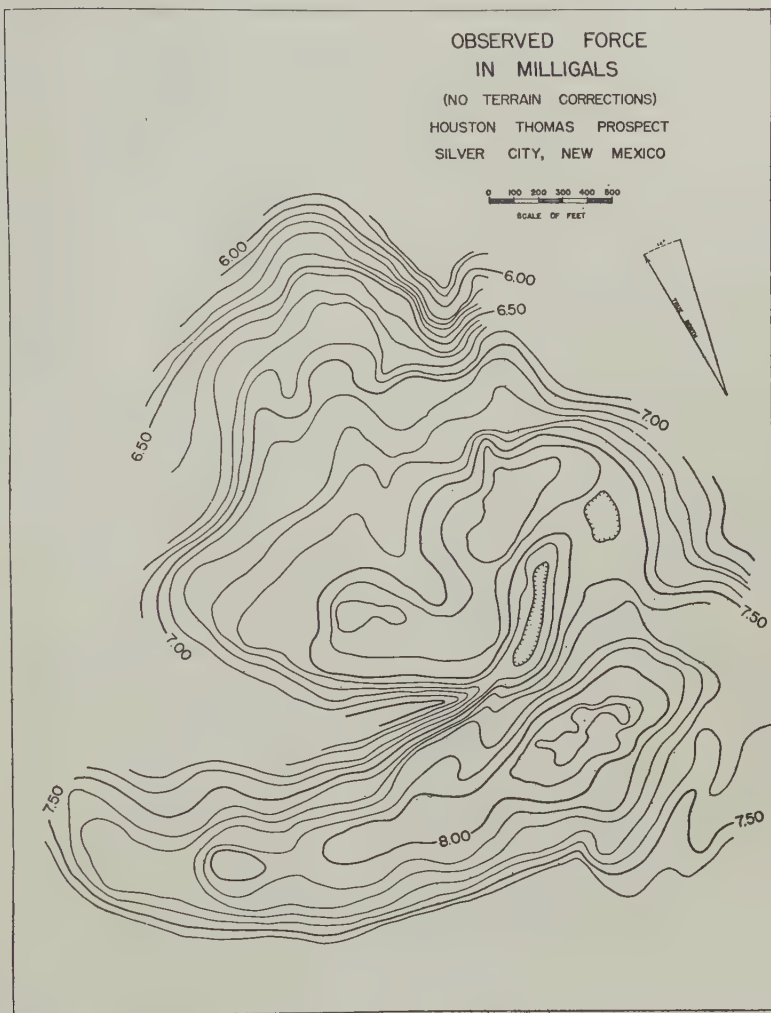


FIG. 4.

of reticules or zone charts superimposed on a contour map of the area surrounding the station. A practical method for making such computations has been described by Hammer (1939). In theory, the total terrain correction for a station is computed from all the topographic irregularities (mass above the station and voids below it) for an infinite distance out. In practice, of course, it is necessary to take into account only the irregularities close to the stations. The circle of ground for which corrections for a given station are made is usually chosen to have a radius several times the linear dimensions of the expected gravitational anomalies, so that the gradients from the uncorrected irregularities outside the circle will be small and not obscure the anomaly. In the present case, the terrain corrections were

PART V: GEOLOGICAL RESULTS OF APPLIED GEOPHYSICS

based on a surface density of 2.7 and computed for a distance of about 1,500 feet around the stations, from a topographic map made from the surveyed elevations of the stations (Fig. 2).

DISCUSSION OF GRAVITY ANOMALIES

The contour map (observed force with terrain corrections, Fig. 5) shows three positive closures. The most interesting of these is the southeastern one, roughly 0.3 milligal in height and perhaps 300 by 600 feet in size. Considering the gradients in the vicinity, a closure of 0.3 milligal is not outstanding, but still the anomaly is better than a borderline case. Possible interpretations of this anomaly

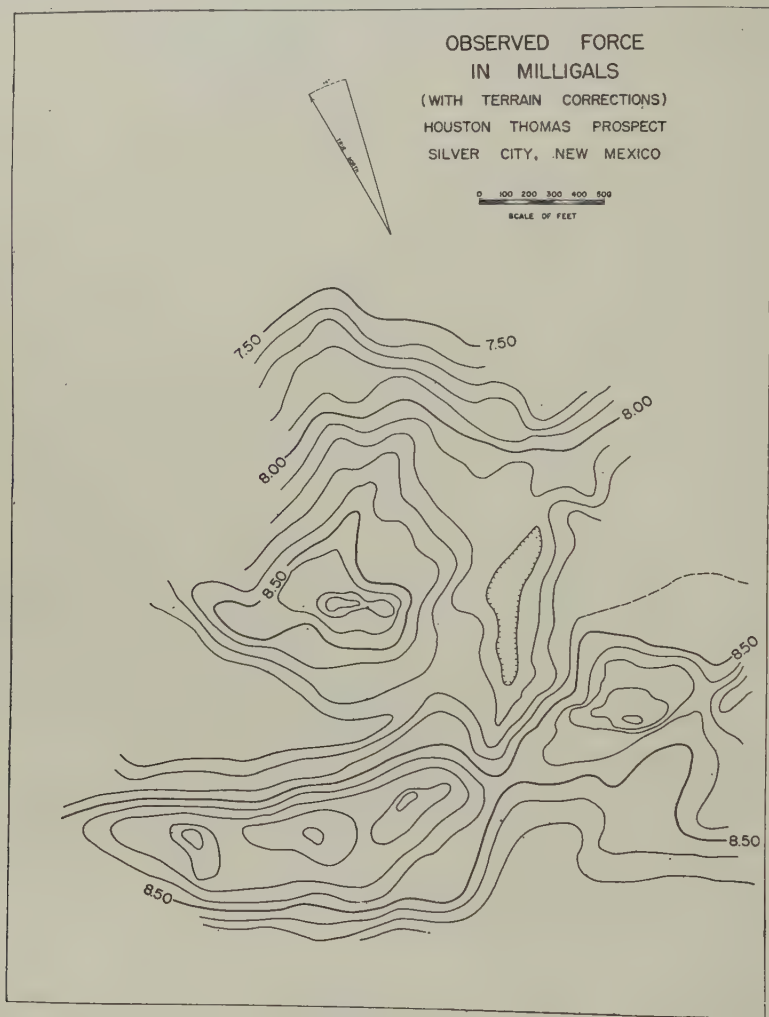


FIG. 5.

are: (1) A wrong elevation correction or an inadequate terrain correction under some conditions might cause a closure, but for this anomaly such a cause is ruled out because the anomaly is in an area which is neither high nor low topographically. (2) The anomaly is situated roughly over the eastern end of an outcrop of Magdalena limestone, but the limestone outcrop also extends westward beyond the closure indicating that any correspondence seen is fortuitous. (3) The remaining inference that the gravitational high must be caused by something heavy beneath the surface was confirmed when the core drill penetrated ore.

A gravity high of the dimensions shown could be caused by an infinite variety of anomalous mass distributions. However, if it is assumed that the anomalous mass is fairly simple in shape, it is safe to assign a maximum depth to it, corresponding to half its width or less. This would mean that the anomalous mass ought to be no deeper than 150 feet, though it might be shallower. In addition, the amount of the anomalous material is proportional to the "volume" of the gravitational anomaly. In the present case, the anomalous material can be estimated to be several hundred thousand tons. Estimates for other masses have previously been made by Romberg and Barnes (1943), and Hammer (1945).

The largest positive closure is in the southwestern part of the area and is about 500 by 1,500 feet in size. The closure corresponds in size and shape to a prominent topographic ridge of Beartooth quartzite underlain by the heavier diorite-porphyry and limestone. The coincidence between the ridge and the closure leads to the suspicion that the high is caused by surface irregularity rather than by heavy material. A density profile across the ridge indicated that the closure would have been much reduced if a different elevation correction had been chosen, and it would probably have been reduced still further by more extensive terrain corrections. Also, it is to be expected that the terrain corrections will be less effective as the topographic features get larger, and for this prospect the corrections were made out to a relatively small distance. No core drilling on this anomaly is recommended.

The third positive closure, west-central part of the map, is on the side of a steep hill, thus minimizing the possibility of its being due to topography. The surface geology is complex, with limestone, diorite-porphyry, and quartzite in an irregular pattern near the centre of the closure. The complex geology makes this high less attractive than the first one, but it is difficult to avoid suspecting that the high values are caused by heavy material beneath the surface. Two barren holes have been drilled, but additional drilling is probably advisable. From the size and shape of the anomaly, it is inferred that a small quantity of heavy material may be close to the surface, accounting for the localized high values in the middle of the anomaly, and in addition a large quantity of heavy material may be present at a depth of 200 or more feet. Whether or not this heavy material is ore remains to be seen.

Some other features of the gravity map which may be pointed out are:—

(1) The topographic low between the second and third anomalies shows a large gravity low associated with the Magdalena limestone. The low probably reflects topography.

(2) In contrast, the topographic high northeast of the third anomaly (centre of the topographic map) does not appear to be reflected on the gravity map.

(3) A small gravity terrace is associated with the limestone between the Houston-Thomas mine and the Jap workings.

(4) The closed low between the first and third anomalies is associated with quartzite but is also associated with a topographic low.

PROSPECTING AND DEVELOPMENT DATA

Core-drilling data.—The U.S. Bureau of Mines was conducting a drilling programme (Project 15-203) on the Houston-Thomas group of claims during the time the gravity survey was being made. The first hole (Fig. 1) was directed to prospect the Magdalena limestone beneath the Cretaceous in the northern part of the map area. The throw of the fault was greater than expected, and the limestone was not reached, the hole being bottomed in Colorado shale at 875 feet. The Bureau of Mines completed the first hole before the gravity data had been fully reduced.

The location for the second hole on the basis of the preliminary gravity reduction proved to be too far east, and only a few inches of ore was encountered. The hole passed through 40 feet of limestone followed mostly by diorite-porphyry to its total depth of 290 feet. By the time the second hole was completed, the gravity data had been sufficiently well reduced so that the location of hole No. 3 proved to be accurate. Hole No. 3, directed S. 29° E. at an angle of 70°, penetrated limestone containing a small amount of diorite-porphyry to 96 feet, ore from 96 to 105 feet, mineralized limestone from 105 to 120 feet, and bottomed in diorite-porphyry at 122 feet. Another hole, No. 4, from the same

PART V: GEOLOGICAL RESULTS OF APPLIED GEOPHYSICS

station directed S. 29° E. but at an angle of 55°, penetrated 113 feet of limestone containing a small amount of diorite-porphry, ore from 113 to 142 feet, and bottomed in diorite-porphry at 143 feet. Since funds were not available to outline the ore body, the drill was moved to the northwestern anomaly where two holes were drilled.

Hole No. 5, drilled vertically, bottomed at 245 feet after passing through diorite-porphry for 120 feet, followed by alternating unmineralized limestone and diorite-porphry for the rest of the distance. Hole No. 6, directed N. 10° E. at an angle of 70°, penetrated 21 feet of diorite-porphry, limestone from 21 to 64 feet, and bottomed in diorite-porphry at 135 feet without encountering mineralization. The drilling on the second anomaly is not conclusive.

Mining data.—A shaft was sunk in the vicinity of the drill holes and was placed, as nearly as could be interpreted from the gravity data, to graze the southern margin of the ore body. However, the shaft

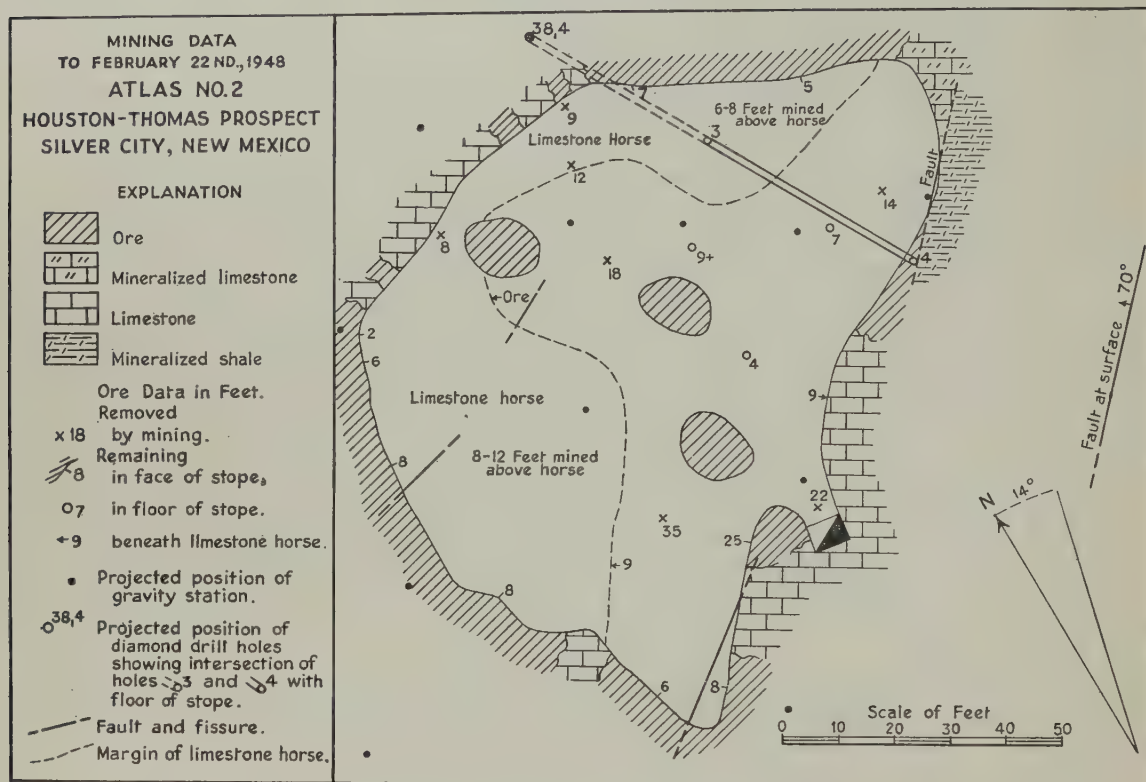


FIG. 6.

between 78 and 98 feet was approximately half in ore and half in limestone. Diorite is beneath the ore in the bottom of the shaft. A drift was driven toward the drill holes, and the ore about the holes has been removed.

The area stoped, up to February 22, 1948, is shown in Fig. 6, and the thicknesses of ore removed or still remaining are noted. An extensive limestone horse in the western and northern part of the stope, extending 5 to 6 feet above floor level in the northeastern part, is being left, and ore 6 to 12 feet thick has been mined from above it. Ore beneath the horse is indicated, but little is known about its thickness.

Shale is exposed on the southeastern side of a 4-foot brecciated fault zone containing broken ore, calcite, and gouge seams. The last movement along the fault was nearly horizontal and the vertical displacement appears to be less than 20 feet. The shale is cut by small veins containing pyrite, galena,

and marmatite which are terminated at the fault plane. This is the only place seen where there is definite evidence that the faulting is post-mineralization in age. A fissure seen at the surface and dipping 70° to the northwest is probably the surface expression of the fault.

A vein of galena, 1 to 4 inches thick, cuts vertically through the ore and adjacent limestone in the southwestern part of the stope. Other late veins filled with calcite and pyrite are common in the western part of the stope and for the most part are aligned approximately in an east-west direction.

The back of the stope is fairly plain, strikes about N. 20° W., and dips about 21° to the east. The ore appears to have selectively replaced beds of the Magdalena limestone as in the Cleveland mine.

The principal metallic minerals in the ore are pyrite, marmatite, galena, and chalcopyrite. The principal gangue mineral is calcite. The tenor of the ore up to February 22, 1948, was approximately as follows: zinc, 10.07 per cent; lead, 2.55 per cent; copper, 0.17 per cent; silver, 3.33 ounces; and gold, 0.012 ounces. The gold is of no value to the producer, and it is seldom that the copper content is sufficiently high to yield revenue. Penalty-bearing constituents such as arsenic and bismuth are absent. However, iron amounts to 29 per cent of the ore mined, and the marmatite, after milling, contains approximately 11 per cent iron, which is objectionable in smelting and reduces the value of the ore.

Until February 22, 1948, about 11,900 dry tons of ore having an average density of about 3.84 were mined. The tonnage of ore remaining is unknown, and until the body has either been mined or drilled, the correlation between the predicted amount and actual amount of ore will be unknown.

REFERENCES

- GRATON, L. C., in LINDGREN, WALDEMAR, GRATON, L. C., and GORDON, C. H. 1910. The ore deposits of New Mexico. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, no. 68, pp. 297-301.
- HAMMER, SIGMUND. 1939. Terrain Corrections for Gravimeter Stations. *Geophysics*, vol. iv, p. 184.
- . 1945. Estimating ore masses in gravity prospecting. *Geophysics*, vol. x, p. 50.
- NETTLETON, L. L. 1940. *Geophysical prospecting for oil*, p. 57. McGraw-Hill Book Co., New York.
- PAIGE, SIDNEY. 1911. The ore deposits near Pinos Altos, New Mexico. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, no. 470, pp. 109-125.
- . 1916. Description of the Silver City quadrangle. *U.S. Geol. Surv. Geol. Atlas* (Folio No. 199).
- ROMBERG, FREDERICK, and BARNES, V. E. 1943. Gravity and magnetic observations on Iron Mountain magnetite deposit, Llano County, Texas. *Geophysics*, vol. viii, p. 45.
- SPENCER, A. C., and PAIGE, SIDNEY. 1935. Geology of the Santa Rita mining area, New Mexico. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, no. 859.

DISCUSSION

K. C. DUNHAM congratulated the authors on this first discovery of a concealed lead-zinc orebody, and asked the nature of the oreshoot, whether it was a "manto" in the Magdalena Limestone. He also enquired about the average thickness of the deposit.

In reply V. E. BARNES regretted that these points, contained in the original paper, had been omitted from his presentation. The orebody appears to be a selective replacement of the Magdalena limestone as in the neighbouring Cleveland Mine and a rough estimate of its thickness is 14 feet.

LA PROSPECTION ÉLECTRIQUE APPLIQUÉE AUX RECHERCHES HYDROLOGIQUES DANS LA PRESQU'ÎLE DE DAKAR (A.O.F.)

Par J. J. BREUSSE

France

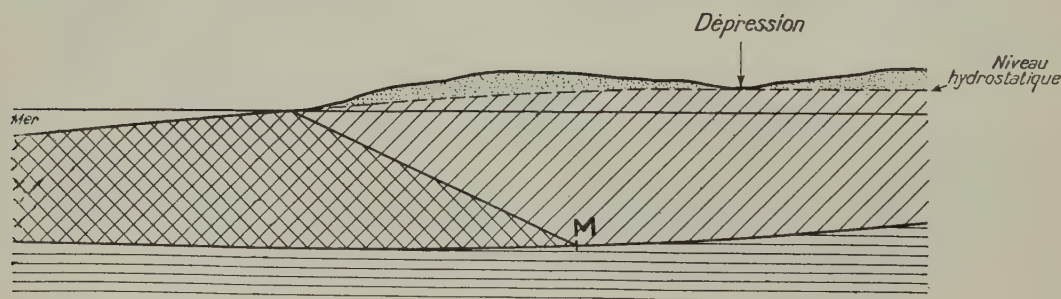
ABSTRACT

L'auteur, après avoir rappelé très brièvement les principes de la prospection électrique du sous-sol au moyen de la technique du sondage électrique, expose les résultats obtenus lors d'une vaste recherche hydrologique dans la presqu'île de Dakar. Il montre que l'étude électrique a permis de déterminer, au milieu des sédiments salés, les zones les plus favorables renfermant des sables à eaux douces et l'épaisseur de ces derniers, ainsi que les régions côtières où la nappe d'eau douce pénètre dans la mer avec des intensités variables.

LA Presqu'île du Cap Vert est constituée par des sables quaternaires qui s'étendent entre les affleurements de deux séries plus anciennes: celle de Dakar à l'Ouest et celle de Rufisque à l'Est.

Ces deux séries sont formées principalement de marnes imperméables et épaisses. Les sables en question font partie d'une grande dune de 40 kms de long par 5 à 10 kms de large; la porosité de ces sables est assez constante tout au moins au voisinage de la surface, mais par endroits, ils sont notablement argileux en profondeur, en particulier dans la région de Sangalkam. Leur épaisseur maximum était évaluée à 60 ou 80 mètres.

Ainsi que dans tout pays de dunes, la surface topographique est assez fortement modelée avec une cote maximum de + 37. Toutefois, la plus grande partie de la zone à étudier est au-dessous de la cote 20. La dune est en effet creusée de nombreuses dépressions qui permettent de constater



— LEGENDE —

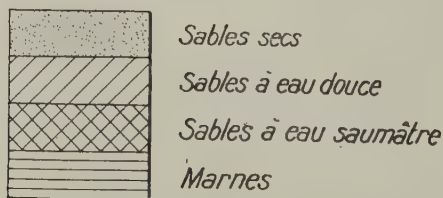


FIG. 1.—Données du problème géophysique.

l'existence d'un niveau hydrostatique très constant, l'eau rencontrée étant le plus souvent douce mais par endroits saumâtre ou salée. D'ailleurs, trois lacs fortement salés occupent des étendues importantes. Cette nappe communique directement avec l'Océan et elle est alimentée uniquement par les pluies locales.

La chute annuelle moyenne est de 57 cm et on admet que 25 cm ruisselle ou s'évapore. Par suite, la quantité d'eau maximum qu'on puisse récupérer par captage dans les zones à eau douce, sans modifier l'équilibre de la nappe est, par kilomètre carré:—

$1.000.000 \text{ m}^2 \times (0,57 - 0,25) = 320.000 \text{ m}^3$ par en, soit environ 900 m^3 par jour. Par suite, pour fournir à Dakar et Rufisque les $100.000 \text{ m}^3/\text{jour}$ considérés comme nécessaires, il fallait que la nappe occupât une surface de 110 km^2 . En fait, il fallait prévoir une surface d'au moins 150 km^2 de zone à eau douce, pour tenir compte du fait que les précipitations annuelles sont susceptibles d'assez fortes variations autour de la moyenne de 57 cm. De plus, il ne faut pas perdre de vue le fait essentiel que rien ne s'oppose à l'envahissement de la nappe par l'eau de mer.

Le problème posé à la prospection électrique était de déterminer l'allure de la surface de séparation entre les sables à eau douce et les sables à eau salée. Comme on pouvait s'attendre à ce que cette surface de séparation ait une allure voisine d'un plan incliné passant par la ligne de rivage et venant rejoindre le toit des marnes en un point M (voir la figure I), il s'agissait plus particulièrement d'établir une carte du lieu des points M à l'intérieur de la presqu'île. Sur la limite de cette zone devait être implanté un certain nombre de forages de surveillance. Il s'agissait ensuite d'établir une carte cotée de la profondeur du toit des marnes car on pouvait s'attendre à obtenir par pompages dans les fosses des débits plus importants et plus réguliers.

RÉSISTIVITÉS DES TERRAINS

On sait que la méthode de prospection électrique des résistivités est basée sur le fait que les roches et les terrains en place présentent des différences extrêmement marquées au point de vue de leur résistivité électrique.

Les innombrables mesures effectuées jusqu'à ce jour, tant à la surface du sol que dans les forages, peuvent se résumer dans le tableau suivant:—

Marnes	0,5 à	20 ohms.m
Sables à eau salée	1 à	4 ohms.m
Argiles à eau douce	8 à	20 —
Sables et grès à eau douce.....	20 à	400 —
Schistes	100 à	500 —
Calcaires.....	100 à	2.000 —
Roches éruptives altérées.....	50 à	500 —
Roches éruptives non altérées.....	500 à	5.000 et plus

En l'absence de minéraux possédant la conductibilité métallique (sulfures métalliques et graphite), la résistivité des roches tient uniquement à l'eau qu'elles contiennent, laquelle peut être libre comme dans les sables, grès ou les calcaires fissurés ou adsorbée comme dans les argiles. Cette résistivité de l'eau d'imbibition est elle-même fonction des sels dissous dans cette eau. Or, il a été constaté que, dans la grande majorité des cas, une formation géologique donnée contient une eau de salinité bien déterminée et possède par suite une résistivité assez constante permettant de la caractériser. Toutefois, dans des cas particuliers (formation affleurant au voisinage de la mer par exemple), la salinité de l'eau d'imbibition peut varier et par suite la résistivité de la roche variera également bien que celle-ci reste géologiquement semblable à elle-même.

CAS DE SABLES

Des études théoriques et expérimentales ont montré que la résistivité d'un sable non argileux est sensiblement inversement proportionnelle à la quantité de fluide contenu dans ceux de ses pores qui

sont reliés entre eux et proportionnelle à la résistivité de ce fluide. Ceci peut s'exprimer par la formule:—

$$\rho_s = \frac{k}{p} \rho_f$$

Dans cette formule:—

ρ_s = résistivité du sable en ohms.m

ρ_f = „ „ du fluide „

p = porosité (pourcentage des espaces libres reliés entre les grains au volume total)

k = coefficient numérique compris entre 1,5 et 3 et dépendant de la forme des pores.

On peut donc dire que le rapport $\frac{\rho_s}{\rho_f} = \frac{k}{p}$ reste sensiblement le même quand un sable lithologiquement constant est imprégné de fluides de résistivité variable.

D'autre part, on a établi expérimentalement, pour différentes températures, la courbe de variation de la résistivité de l'eau en fonction de sa teneur en chlorure de sodium et on a constaté, du moins pour les faibles et moyennes valeurs de la teneur en sel, que ces courbes sont assimilables à des droites inclinées à -45° . Il est facile d'en déduire que le produit de la teneur en sel (ramenée à la teneur en NaCl pur et sec) par la résistivité de l'eau est un nombre sensiblement constant pour une température donnée.

Si on rapproche ce résultat du précédent (constance de $\frac{\rho_s}{\rho_f}$ pour un sable lithologiquement identique), on peut énoncer que le produit de la résistivité d'un sable par la teneur en sel de l'eau d'imbibition est un nombre approximativement constant.

Soit $\rho_s \times t = \text{Cte}$

Il convient toutefois d'indiquer que:—

1°) pour appliquer cette formule, il est nécessaire de ramener les résultats des analyses chimiques aux teneurs équivalentes en NaCl;

2°) cette formule ne s'applique pas aux sables argileux car pour de tels sables, la résistivité est due en partie à l'eau adsorbée par l'argile, laquelle ne change pas lorsque le fluide d'imbibition varie.

MESURE DES RÉSISTIVITÉS

La mesure des résistivités a été exécutée sur le terrain à l'aide de la technique du sondage électrique, laquelle est elle-même dérivée du quadripôle Schlumberger. On sait que la résistivité apparente relative à un quadripôle donné comportant deux prises A et B d'envoi de courant et deux autres prises M et N de réception est donné par la formule:—

$$\rho = k \frac{\Delta v}{i}$$

dans laquelle Δv est la différence de potentiel mesurée entre les électrodes M et N, i l'intensité du courant envoyé dans le sous-sol et k un coefficient facilement calculable et qui dépend uniquement de l'arrangement géométrique des quatre points du quadripôle (voir la figure 2).

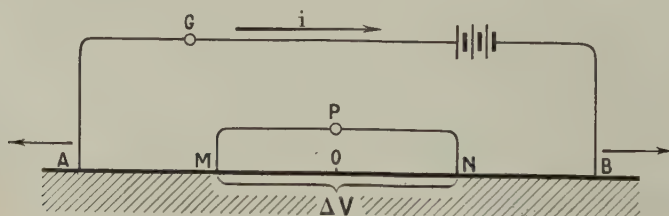


FIG. 2.—Technique du sondage électrique.

L'opération dite du Sondage Electrique consiste à agrandir progressivement la longueur AB du quadripôle de façon à obtenir une profondeur d'investigation allant en croissant. Le résultat de

l'opération complète se traduit par un diagramme obtenu en portant en abscisses les demi-longueurs $\frac{AB}{2}$ et en ordonnées les résistivités apparentes correspondantes. L'analyse de ce diagramme de sondage électrique et sa comparaison à des courbes théoriques permettront de déterminer dans la plupart des cas, avec une bonne approximation, les épaisseurs des différents terrains rencontrés successivement à partir de la surface du sol et d'avoir une idée de leur nature pétrographique.

Toutefois, il importe de remarquer que ces déterminations de profondeur en particulier, sont sujettes à certaines limitations:—

1°—Tout d'abord, du seul fait que la longueur de la ligne MN est finie, il résulte que les résultats d'un sondage électrique ne sont pas ponctuels comme un forage mécanique mais concernent une moyenne à l'intérieur d'un cylindre droit à axe vertical ayant pour diamètre la longueur MN.

2°—Dans tous les calculs, les terrains interviennent par le rapport de leur épaisseur à celle du premier terrain. Il en découle que la méthode du sondage électrique ne permettra de détecter que des terrains d'autant plus puissants que leur profondeur sera plus importante. Ainsi, une couche de 10 mètres de terrain conducteur intercalée entre deux terrains résistants apparaîtra nettement sur les diagrammes si le terrain de surface à quelques dizaines de mètres d'épaisseur, mais elle passera presque inaperçue si celui-ci a par exemple une centaine de mètres. Dans le même ordre d'idées, un complexe formé de nombreux bancs de sables et d'argiles se comportera comme un terrain unique de résistivité intermédiaire entre celle du sable et celle de l'argile.

3°—Dans le cas de deux terrains reposant sur un troisième d'épaisseur indéfinie, on constate que la résistivité et l'épaisseur du second terrain ne peuvent être connues qu'avec une indétermination d'autant plus grande que le premier terrain sera plus épais et plus différent du second. Si nous prenons par exemple le cas de la presqu'île du Cap Vert, il faut s'attendre à ce que la détermination de l'épaisseur des sables à eau douce perde de sa précision quand ceux-ci, au lieu d'être affleurants, seront recouverts d'une couche superficielle constituée soit par des sables secs beaucoup plus résistants, soit par des sables à eau salée beaucoup plus conducteurs.

4°—Enfin, les courbes théoriques ont été établies, dans la généralité des cas, pour des terrains sensiblement horizontaux et homogènes; elles s'appliqueront d'autant moins bien que les couches seront plus fortement inclinées et hétérogènes localement.

En pratique, il a été constaté que les considérations précédentes ont pour effet principal d'introduire un décalage systématique assez constant entre les épaisseurs des terrains déduites des courbes théoriques et les épaisseurs données par les forages. Il y a donc souvent intérêt, quand on dispose de tout un groupe de sondages électriques, à étalonner ces diagrammes par comparaison à celui d'un sondage électrique exécuté au droit d'un forage dit de référence implanté au milieu de la zone considérée.

ÉCHELLE DES RÉSISTIVITÉS DES TERRAINS AU CAP VERT

Le nombre total des sondages électriques exécutés au cours de cette étude a été de 274. La longueur de la ligne AB maxima a varié entre 400 m. et 2.000 m., avec une moyenne de 700 m.

Les mesures ont montré que les marnes de résistivité comprise entre 2 et 10 ohms.m apparaissent comme un terrain conducteur par rapport aux sables à eau douce et comme une formation résistante par rapport aux sables à eau salée. Le problème se présentait donc sous un aspect favorable, puisqu'on avait affaire à l'échelle suivante:—

Sables à eau douce	:	50	à	150	ohms.m
Sables à eau salée	:	0,4	à	1,3	ohms.m
Marnes	:	2	à	10	ohms.m

On a ainsi obtenu trois types principaux de sondages électriques représentés sur la figure 3.

1°) Sur les plages côtières, des diagrammes de sondages électriques à deux terrains correspondant à des sables à eau salée sur substratum marneux.

2°) A l'intérieur, des sondages électriques encore à deux terrains caractéristiques de la présence de sables à eau douce reposant sur les marnes.

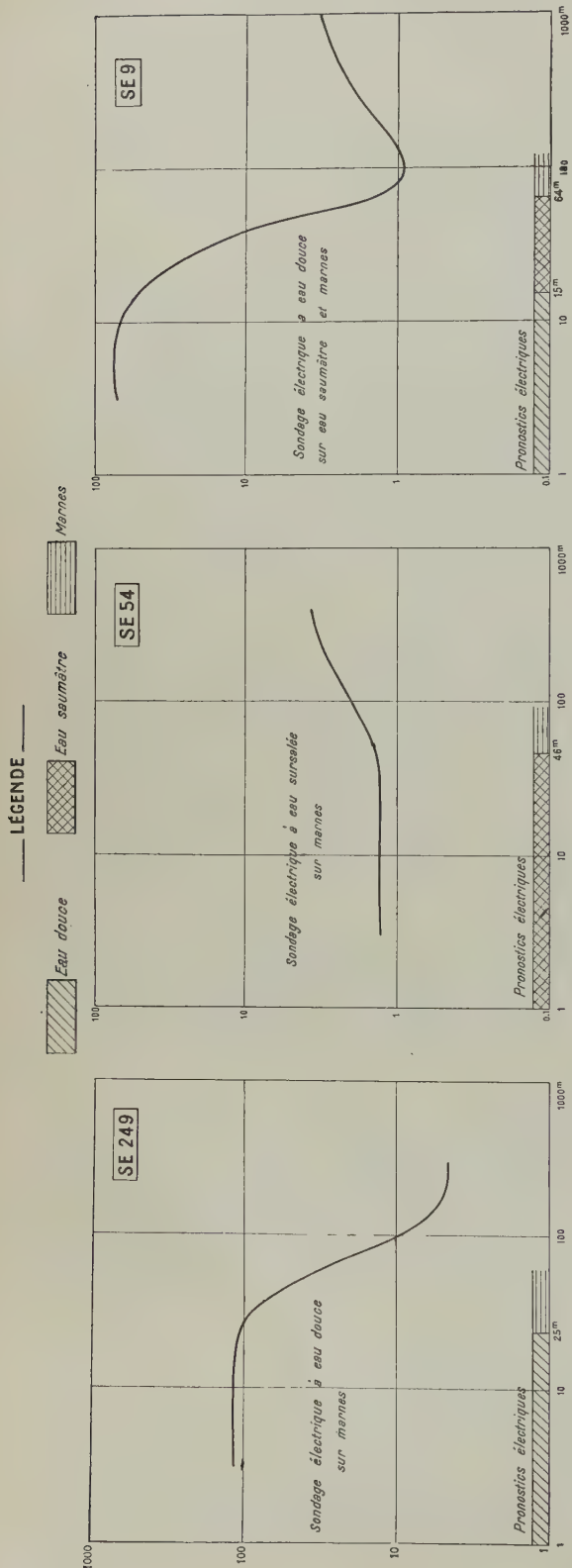


FIG. 3.—Sondages électriques caractéristiques.

3°) Toujours à l'intérieur des terres, des sondages électriques à trois terrains représentatifs de la série complète: sables à eau douce surmontant des sables à eau salée reposant sur les marnes.

RÉSULTATS DE LA PROSPECTION ÉLECTRIQUE

La densité adoptée pour les stations a été de un sondage électrique par Km². Comme certaines zones entièrement recouvertes de sables secs très résistants se prêtaient mal à l'exécution des mesures, il en est résulté que l'écartement moyen entre stations voisines a été supérieur à un Km et de plus très variable, les S.E. ayant été exécutés de préférence dans les bas-fonds plus humides de la dune. Cet écartement est considérable par rapport à la profondeur d'investigation et à la surface effectivement explorée par chaque sondage électrique. Par suite, toute représentation des résultats par des isobathes comportera nécessairement un caractère d'extrapolation plus ou moins hasardé suivant les régions.

De plus, l'interprétation quantitative a été souvent compliquée par la présence d'une couche superficielle de sables à eau saumâtre. De la sorte, certains diagrammes, au lieu de présenter un palier bien net correspondant à la résistivité des sables à eau douce sous-jacents, ont débuté par une bosse accentuée due à cette couche superficielle conductrice, ces diagrammes affectant ainsi l'allure d'un sondage électrique relatif à quatre terrains.

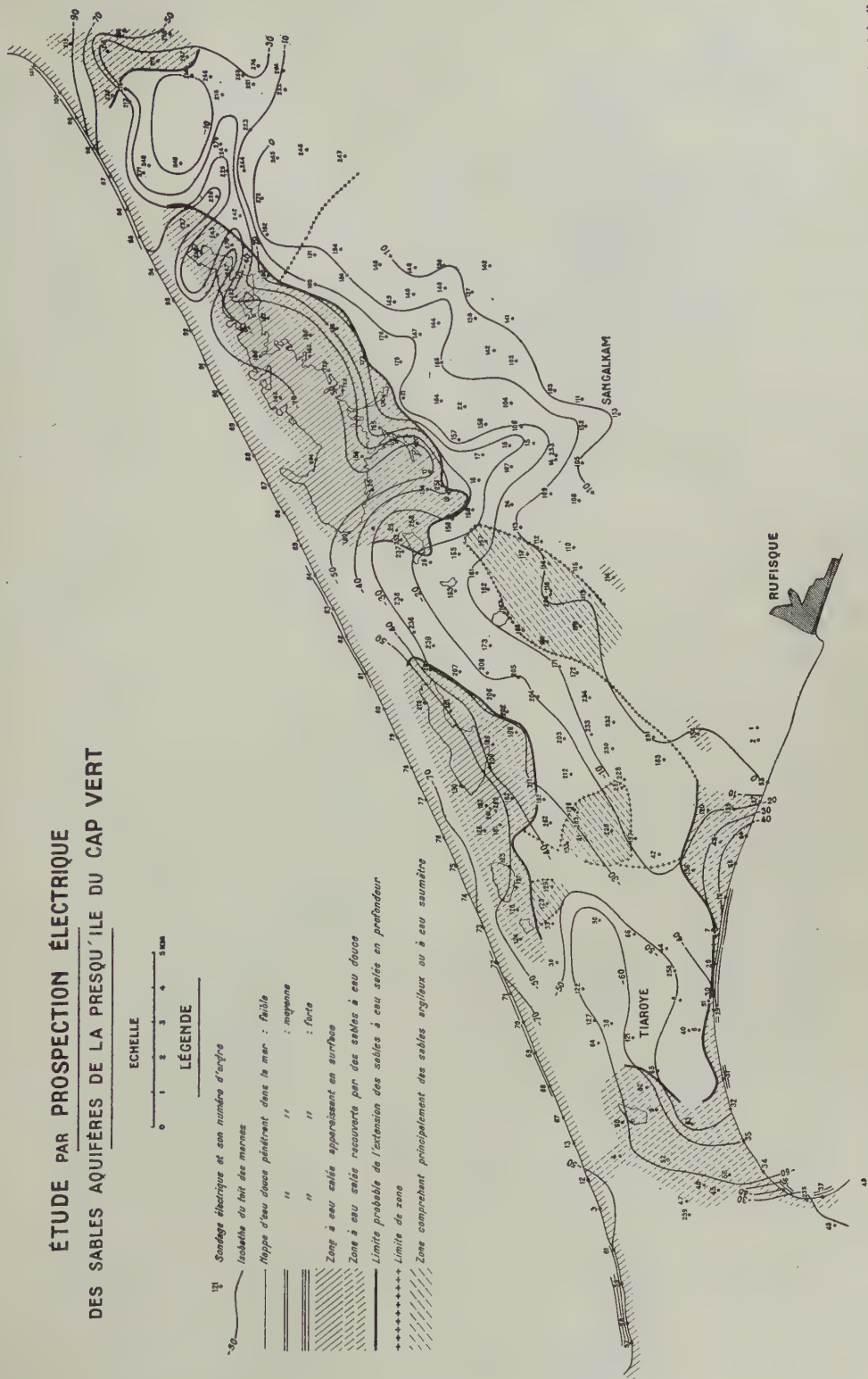
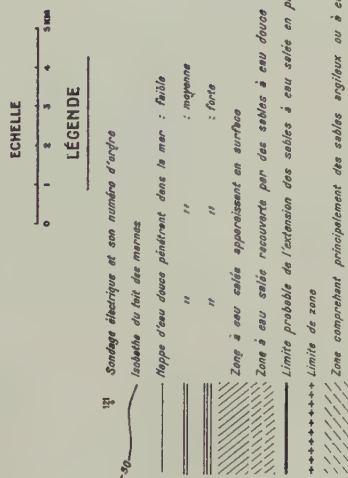
A l'époque où l'étude débuta, fin Août 1945, quelques puits ou forages ont pu être utilisés comme points d'étalonnage; ils sont situés dans la région de Sangalkam. Ce sont:—

Deux puits voisins du S.E. 152 ayant rencontré les marnes à une profondeur de 17 mètres et le forage N° I à 150 mètres du S.E. 15 qui a traversé 24 mètres de sables aquifères.

Les résultats de la prospection ont été représentés sur deux cartes générales à l'échelle du 1/50.000⁰.

La carte de la figure 4 a surtout trait aux données géologiques du problème. Elle comporte les isobathes du toit des marnes tracées avec une équidistance de 10 mètres. La carte de la figure 5 est un document plus directement

ÉTUDE PAR PROSPECTION ÉLECTRIQUE DES SABLES AQUIFÈRES DE LA PRESQU'ÎLE DU CAP VERT



N° 1322 P. Juin 68

FIG. 4.

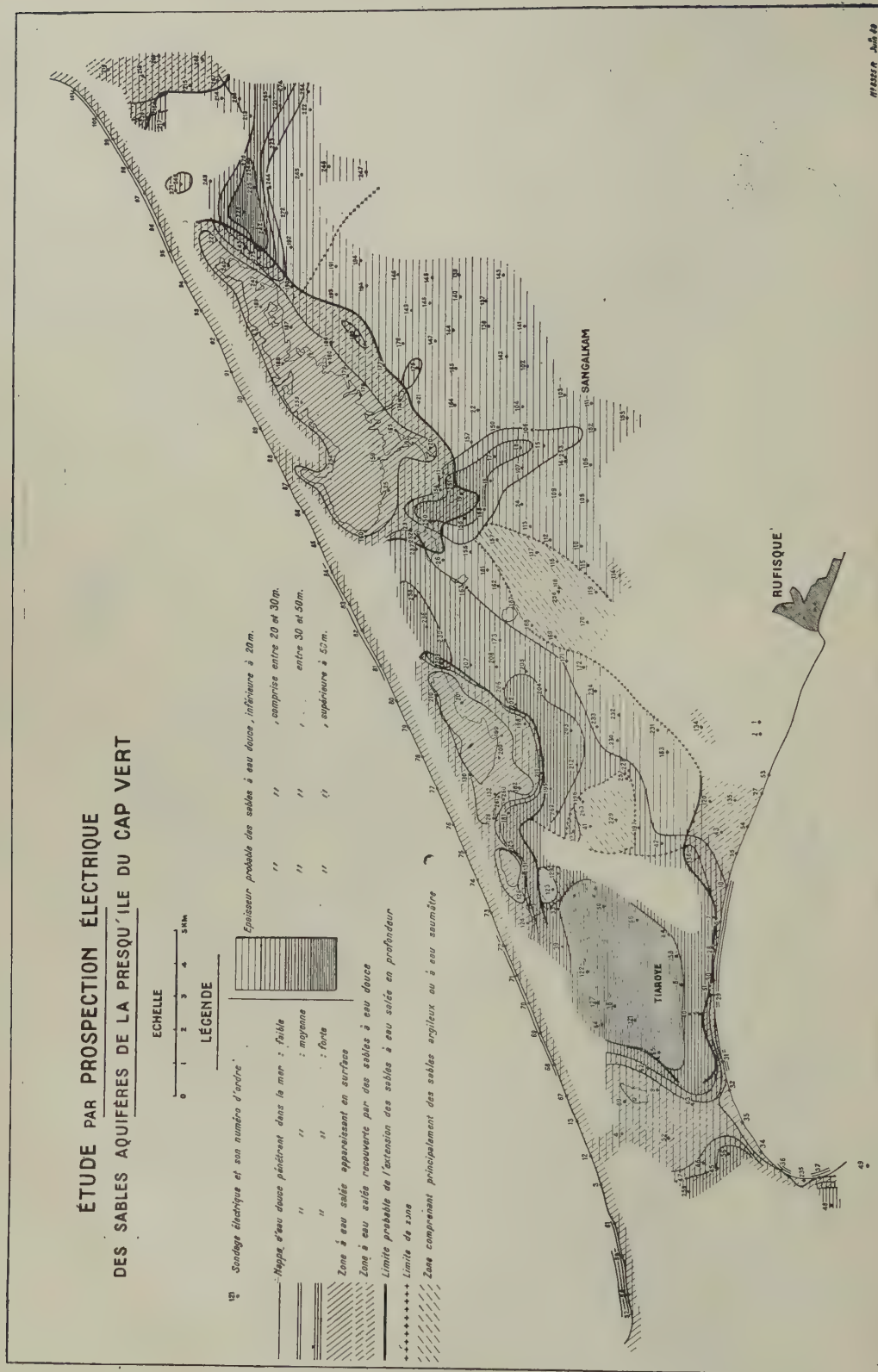


Fig 5.

utilisable pratiquement étant donné qu'elle donne les épaisseurs probables des sables à eau douce. De plus, on a fait figurer par des hachures sur les deux cartes, les zones à eau salée et sursalée, hachures arrêtées par une ligne indiquant la limite des sables à eau salée recouverts par des sables à eau douce. Cette ligne est en somme le lieu des points M. D'autres hachures figurent les zones comprenant principalement des sables argileux ou à eau saumâtre.

Allure du toit des marnes.—On constate que l'allure générale du toit des marnes est celle d'un plan incliné vers le Nord-Ouest, lequel partant des affleurements de la série de Rufisque aboutit à la côte Nord de la presqu'île et à la région de Tiaroye. A cette allure d'ensemble viennent se superposer des particularités locales telles que les vallées souterraines du Marigot à l'Est de Sangalkam, celle de Sangalkam proprement dite et le fossé de Tiaroye.

Allure des sables aquifères.—Les cartes (figures 4 et 5) montrent l'existence de cinq zones à eaux sursalées. Ce sont: la zone la plus à l'Ouest qui traverse toute la presqu'île et l'existence dans cette région de cette nappe sursalée étendue est un résultat de la prospection électrique. C'est ainsi que les sondages électriques 32 et 35 montrent la présence d'eau sursalée sous la mer.

La seconde zone est située sur la côte Sud à 7 kms à l'Est, au Sud de la station de captage de Gd Mbao. Elle n'avait pas non plus été mise en évidence avant l'étude géophysique.

Une troisième et une quatrième zone englobent les lacs de la côte Nord. Enfin une cinquième zone commence dans la partie Nord-Est de l'étude.

Deux autres régions comprenant principalement des sables à eau saumâtre ou des sables argileux ont été également représentées au centre de l'étude.

Zones à eau douce.—Ces diverses zones sursalées ou à sables argileux et eaux saumâtres partagent la nappe des sables à eau douce en cinq régions. Ces régions présentent le caractère commun de se prolonger par des nappes venant recouvrir les zones salées ou s'enfoncer dans les sables à eau de mer en forme de lentille. Celles qui se prolongent dans la mer sont en général plus importantes sur la côte Sud que sur la côte Nord.

La zone de Tiaroye doit présenter la réserve d'eau douce la plus importante de la presqu'île, étant donné son étendue de 25 Km² et la puissance moyenne des sables qui est d'une cinquantaine de mètres. La moyenne des résistivités des sables à eau douce est voisine de 100 ohms.m. A cette zone, fait suite vers l'Est celle qui borde au Sud la zone salée des deux premiers lacs. L'épaisseur moyenne des sables à eau douce y est voisine de 25 mètres sur une superficie d'une trentaine de Km².

En continuant vers l'Est, on arrive à la zone de Sangalkam de quelque 40 Km² de surface. L'épaisseur moyenne des sables à eau douce n'y dépasse pas une quinzaine de mètres et leur résistivité très irrégulière tourne autour de 75 ohms.m.

On atteint enfin la zone du Nord-Est caractérisée par une grande irrégularité du substratum mais où la résistivité moyenne des sables à eau douce est de 130 ohms.m, ce qui laisse espérer des eaux de bonne qualité.

Teneur en sel des eaux douces.—L'application de la formule $\rho_s \times t = Cte$ a permis de calculer approximativement la teneur en sel des eaux douces de ces différentes zones. La valeur de la constante C a été donnée par les sondages électriques de la côte pour lesquels $\rho_s = 1,1$ ohm.m et $t = 30$ gr de NaCl par litre. Cette constante est donc égale à 33.

Dans ces conditions les sables dont la résistivité moyenne a été trouvée de 100 ohms.m auront une teneur de $\frac{100}{33} = 0,33$ gr/l. On calcule de même que la teneur des eaux de la région de Sangalkam sera voisine de 0,45 gr/l et celle de la région Nord-Est de 0,25 gr/l seulement.

On peut ajouter que la plus grande partie des sondages électriques ayant été exécutés dans les dépressions il est probable que les moyennes des résistivités des sables à eau douce pour chaque zone indiquée plus haut sont inférieures aux résistivités moyennes réelles car les dépressions sont un peu moins résistantes électriquement que les zones dunaires. Par suite, les teneurs en sel indiquées sont très probablement des teneurs maxima pour chaque zone.

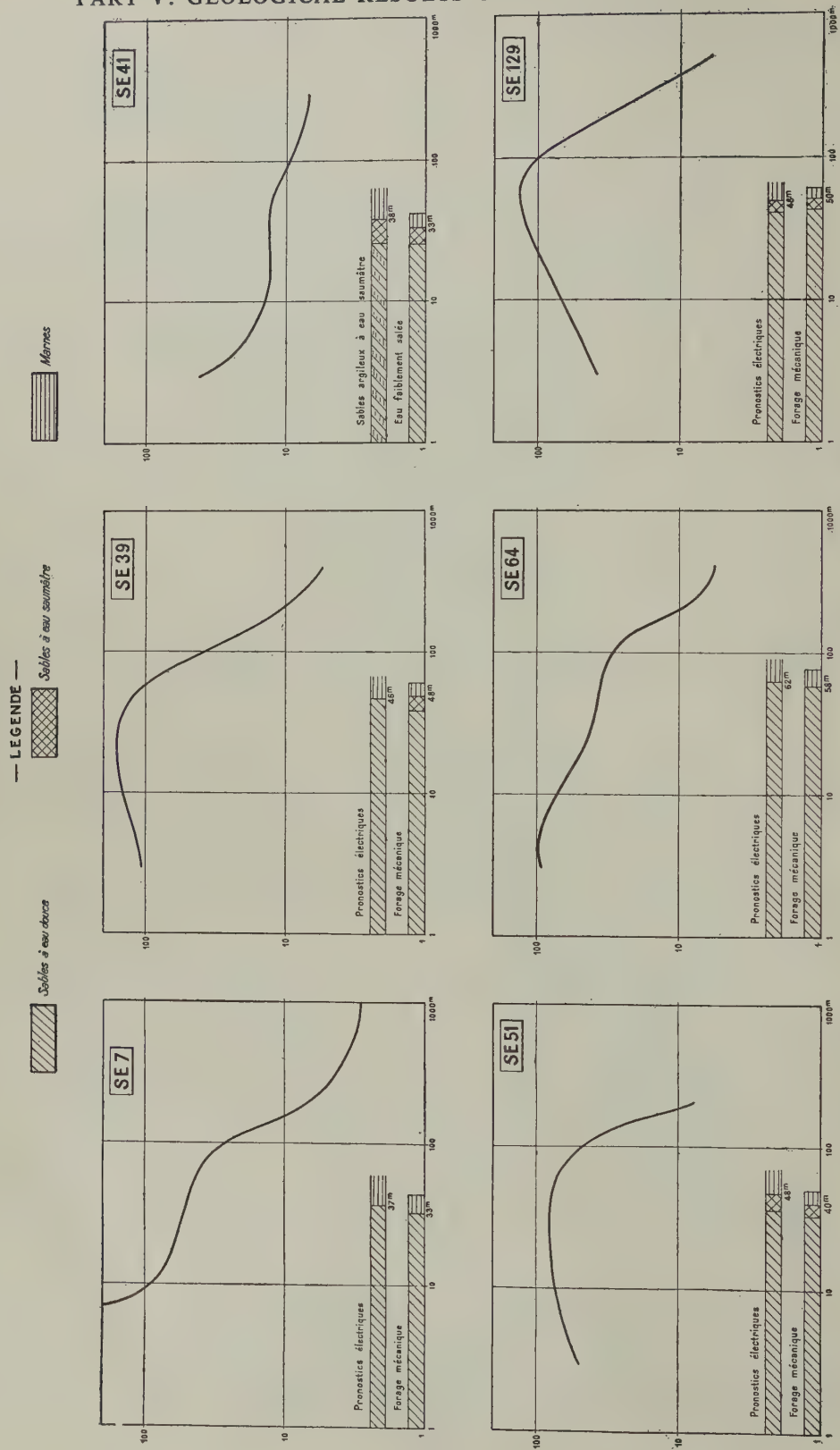


FIG. 6.—Vérifications par forages mécaniques des résultats de la prospection électrique.

Forages de vérification.—La présente étude a donné lieu fin 1946 et début 1947 à quelques forages de vérification. Les résultats de 6 de ces forages sont représentés sur la figure 6 sur laquelle les sondages électriques correspondants ont été également reportés.

Ces forages ont été implantés dans la zone de Tiaroye, la plus rapprochée de Dakar. On constate la bonne concordance qui existe entre les résultats fournis par ces forages et les prévisions géophysiques.

Cette étude des sables aquifères de la presqu'île du Cap Vert peut être considérée comme le type d'une prospection concernant la recherche de l'envahissement d'une nappe d'eau douce par des eaux plus ou moins salées. Ce genre de problème est d'ailleurs un des plus simples qui puisse se présenter à la prospection électrique, la mesure de la résistivité étant directement en rapport avec la qualité de l'eau recherchée.

En dehors d'études du même genre, d'autres problèmes d'hydrologie sont susceptibles d'une solution par cette technique. On peut citer notamment la recherche de failles conditionnant l'hydrologie d'une région, celle de l'allure profonde d'une couche calcaire ou gréseuse aquifère, la détermination d'un inféro-flux dans une vallée ou plaine alluviale, etc. . . . Aussi, suis-je persuadé que cette méthode est appelée à rendre des services de plus en plus importants aux géologues pour l'établissement économique de captages et la résolution de nombreuses questions d'hydrologie souterraine.

DISCUSSION

G. L. PAVER asked if the depth determinations were empirical, or based on mathematical formulae, while T. SORGENFRET enquired the total area examined and the expenses involved.

G. ARNAUD a remarqué que la mesure de la résistivité des sables aquifères ne semblait pas permettre de faire des distinctions autres que qualitatives à l'intérieur des zones d'eau douce, car une augmentation de quelques pour cent de la teneur des sables en argile provoquait une diminution de la résistivité analogue à celle que provoquerait une augmentation de quelques décigrammes de sel par litre, augmentation suffisante pour que l'eau cesse d'être potable. La géophysique ne pouvait donc pas décider si l'on avait affaire à des sables un peu argileux ou à des sables un peu saumâtres. Autrement, la délimitation par la géophysique, des zones d'eau douce et des zones d'eau salée était réellement satisfaisante.

En réponse J. J. BREUSE a affirmé que les épaisseurs des sables aquifères étaient obtenues par la comparaison des diagrammes expérimentaux avec des courbes calculées théoriquement. On s'était également servi des sondages électriques exécutés au droit de quelques puits ou forages qui ont servi à étalonner d'une façon plus précise les sondages électriques en question. La surface étudiée était d'environ de 250 km². Par suite des conditions difficiles, le rendement était de 2 sondages par jour avec un prix de trente mille francs par jour. La difficulté soulevée par M. Arnaud était réelle et nous avons bien souligné que les estimations quantitatives ne pouvaient s'appliquer qu'au cas de sables non-argileux. Néanmoins, ces essais nous ont apparu intéressants et ont étayé sur un grand nombre d'analyses d'eau puisées en divers forages.

THE DELINEATION OF A DYKE BY THE MAGNETIC METHOD

By J. McG. BRUCKSHAW

Great Britain

ABSTRACT

In an area masked by a cover of glacial drift through which a few scattered outcrops occur, the general strike of the Armathwaite Dyke in Cumberland is known. The application of standard geomagnetic survey methods has filled in the details of its course across country for a distance of 16 miles from the point when it meets the massive Carboniferous Limestone at one of the major Pennine faults. It is revealed as a series of sub-parallel sections in echelon, sometimes with an interval between sections and sometimes with an overlap. At the Pennine fault and also at a quarry about three miles away the dyke divides into a complex of smaller intrusions which can only be traced for short distances. Over the major part of the surveyed length, the magnetic field due to the dyke exhibits peculiar features which are due to large residual but adverse permanent magnetization.

THE field survey, briefly discussed here, was carried out with the main object, not of tracing the precise course of the dyke, but of obtaining the field curves which showed some remarkable characteristics. The field observations, however, have yielded a clear picture of the feature for a distance of over 16 miles, and illustrate well the advantages of delineating such a feature by the magnetic method. A three-mile section was examined initially during a short field excursion by students of the Geophysics Department of the Imperial College. The results proved so interesting that further excursions were made to extend them. In all, a total of 23 days was spent in the area, with parties of two to four students, and magnetic observations were made along 60 traverses.

The dyke examined was one of the great suite of tholeiite dykes whose general courses have been traced geologically from the west coast of Scotland, near the Firth of Clyde, to the east coast. The work was carried out over the most southerly member of the series, and it has been confirmed on geological evidence that this dyke, of Tertiary age, extends from a point on the Yorkshire coast, just south of Whitby, to Toward Point in Cowal. It may continue beyond as far as Mull, but in this last interval, numerous dykes of similar age and composition occur, and the correlation of one of these with the present dyke would be doubtful.

To the east of the Pennines, where the intrusion is usually known as the Cleveland Dyke and has a strike direction a few degrees north of east, its exposure nearest the coast is at Sneaton High Moor, from where it can be traced by exposures at Sleight's Moor, Egton Bridge, Ainthorpe, Castleton, Commondale, Kildale and Great Ayton to Nunthorpe. From here to Elton a number of outcrops indicate its position but, in the following 13-mile interval until Bolam is reached further to the west, no exposures are to be found. Again between Bolam and Middleton only a few outcrops have been found such as those at Cockfield and on Woodland Fells. In the 16-mile interval between Middleton and Renwick, Cumberland, where the Armathwaite Dyke begins, some nine exposures occur lying in the same general direction. This, coupled with petrological evidence suggests that the Cleveland Dyke is an extension of the Armathwaite Dyke. West of the Pennines, between Renwick and Carlisle, the general course of the dyke is known from exposures in river beds, quarries where it has been worked for road metal, and in natural outcrops. Beyond Carlisle, where the strike direction has swung round to roughly NW., only a few isolated exposures are known.

The area of the magnetic survey is shown in Fig. 1 in which the top Section 1 shows a map of the most easterly part of the area examined. The western end of Section 1 joins the eastern end of Section 2, and so on, giving a continuous strip of country through which the dyke passes. The dyke

is here intruded into St. Bees sandstones, red shales with gypsum, Penrith sandstones and St. Bees shales. To the east, these rocks are terminated by a major fault which throws the massive Carboniferous Limestone into contact with the St. Bees sandstone. At a number of places, as in the quarry at Blunderfield, at the weir in the River Eden and elsewhere, the tholeiite dyke is well exposed and appears as a nearly vertical body with a width of 60-70 feet. Locally this simple picture must be changed, for in the cobble quarries west of Barrock Fell the dyke is broken up and appears associated with a series of thin sills, about a foot in thickness and separated by massive sandstones, dipping to the north at about 50° . At this point there is an obvious break in the continuity. Over the greater part of this area a covering of glacial drift obscures the position of the dyke, although in parts its approximate position can be inferred from a number of topographic features which it controls.

The lines along which the magnetic observations were made are shown by the broken lines crossing the dyke. At the eastern end, near the fault, and in the vicinity of Traverses 12, 13, and 14, some of the traverses found necessary to unravel the somewhat complex pictures have been omitted. In Fig. 2 a representative sample of the magnetic profiles is given. In these, the changes in the vertical component of the earth's magnetic field, as measured by a Watts vertical force variometer, are plotted against position along the traverse, the origin in all cases being at the south end of the line.

Before discussing these profiles it is desirable to consider the type of curve to be expected if the magnetization were due to induction in the earth's field. The induced magnetic intensity in the dyke will have a major vertical component and a smaller horizontal, and transverse, component. The former of these will give rise to an anomaly curve with a symmetrical maximum immediately over the centre of the dyke, while the latter will yield a smaller maximum to the south and a minimum of equal amplitude to the north. Adding these two, the final anomaly should consist of a major positive anomaly with its peak value displaced slightly to the south of mid-point of the dyke, followed by a smaller and broader anomaly to the north.

The magnetic profiles show that quite large anomalies are produced by the dyke and, over the area here considered, the magnitude ranged from 100 gammas up to 2,000 gammas. In general, their sharpness and small lateral extent reflects the shallow depth of the disturbing body. Apart from this, the shapes of the profiles show a marked variety from that of Traverse 20, which approximates closely to the theoretical case if the intensity of magnetization is due to induction, through the relatively symmetrical minimum illustrated by Traverses 23 and 37, to the more complex profiles showing a minimum to the south and a maximum to the north (Traverses 27 and 28) and those with two minima (Traverse 15).

With such a variety of curves, the precise location of the intrusion is by no means easy, particularly as adjoining traverses may show dissimilar characteristics. Further, although theoretical profiles are useful as a guide, it is apparent that the usual assumptions, made in deriving the formulæ for such profiles, are not fulfilled by the conditions in this case. In particular, the assumption of uniform magnetization will lead to one maximum and one minimum only on each profile, and with profiles similar to those obtained along Traverse 24 such an assumption is far from justified. Although, in other profiles, it may be possible to make an interpretation based on uniform intensity, it obviously would not be safe to do this. The well-known ambiguity in the interpretation of magnetic anomalies permits the specification of both uniform and non-uniform distributions of magnetization which would give rise to the observed changes in the field.

Fortunately, the average width of the dyke coupled with its shallow depth allows considerable latitude in the estimation of the position of its centre without moving outside its boundaries. Accordingly, the position of a symmetrical minimum was used to indicate the dyke centre and, on curves showing both a maximum and a minimum, the correct position was taken between these two points but nearer the feature of greater magnitude. Thus, on Traverse 12, the nearly equal maximum and minimum at the southern end was assigned to a body with its centre midway between them. On Traverse 28, however, the mid point of the body would be nearer the minimum. It was fortunate that one curve showing two minima occurred near an exposure at Blunderfield Quarry and here

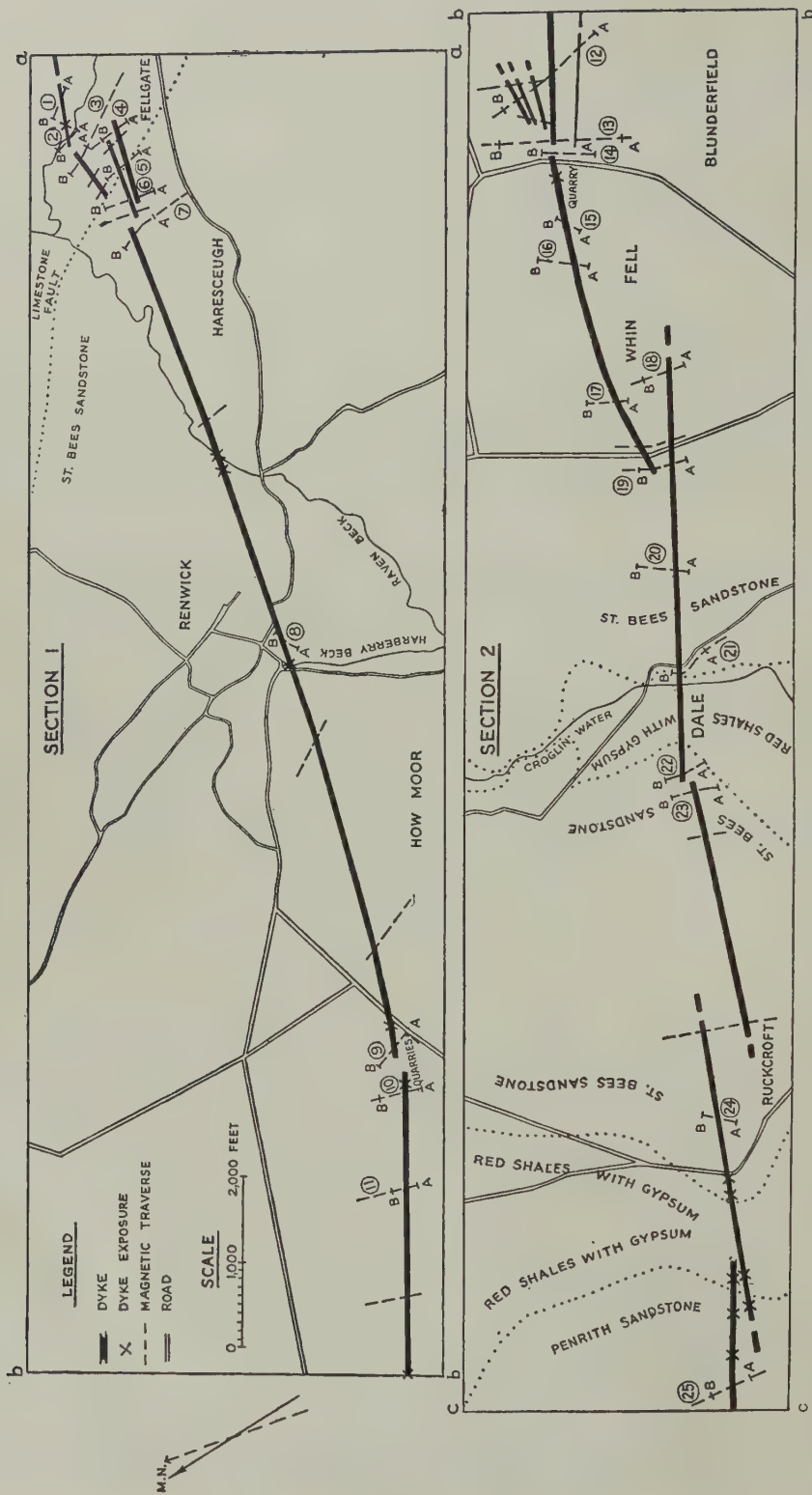


FIG. 1.—Cleveland-Armathwaite Dyke.
Sections 1 and 2.

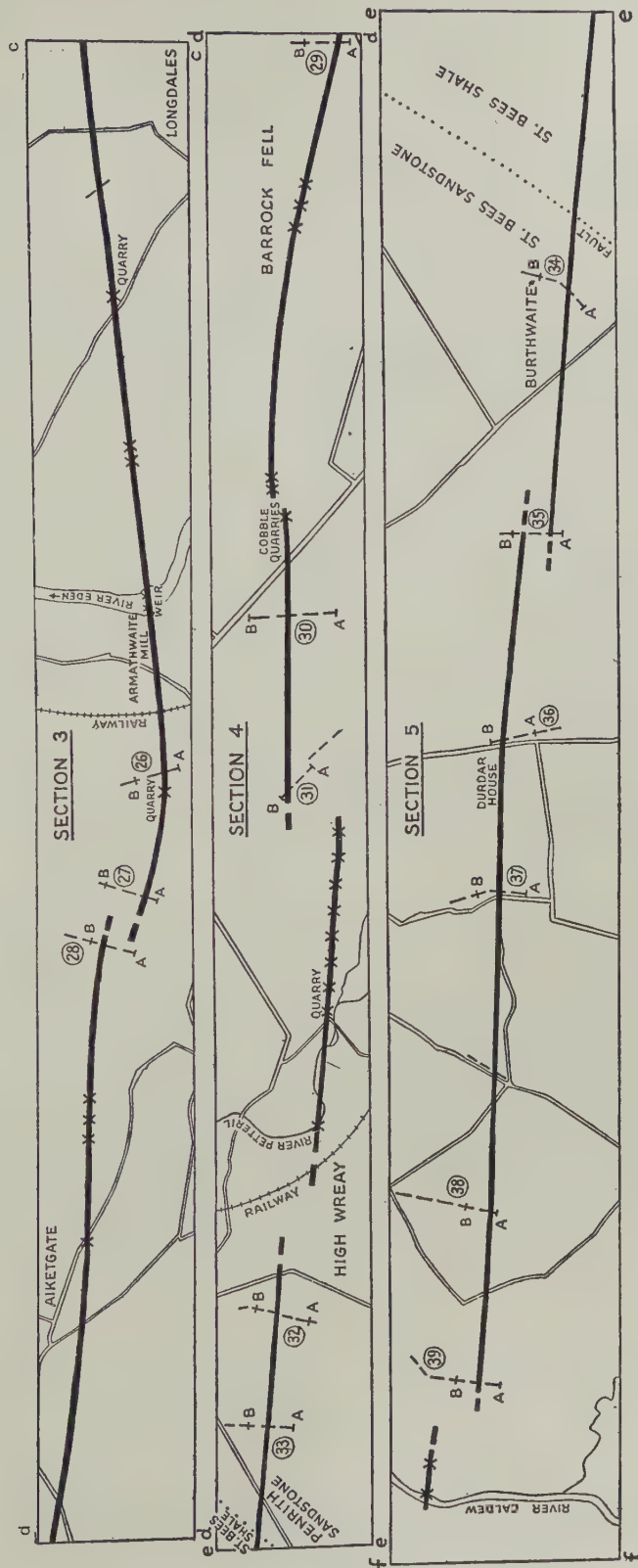


FIG. 1.—Cleveland-Armathwaite Dyke.
Sections 3, 4, and 5.

PART V: GEOLOGICAL RESULTS OF APPLIED GEOPHYSICS

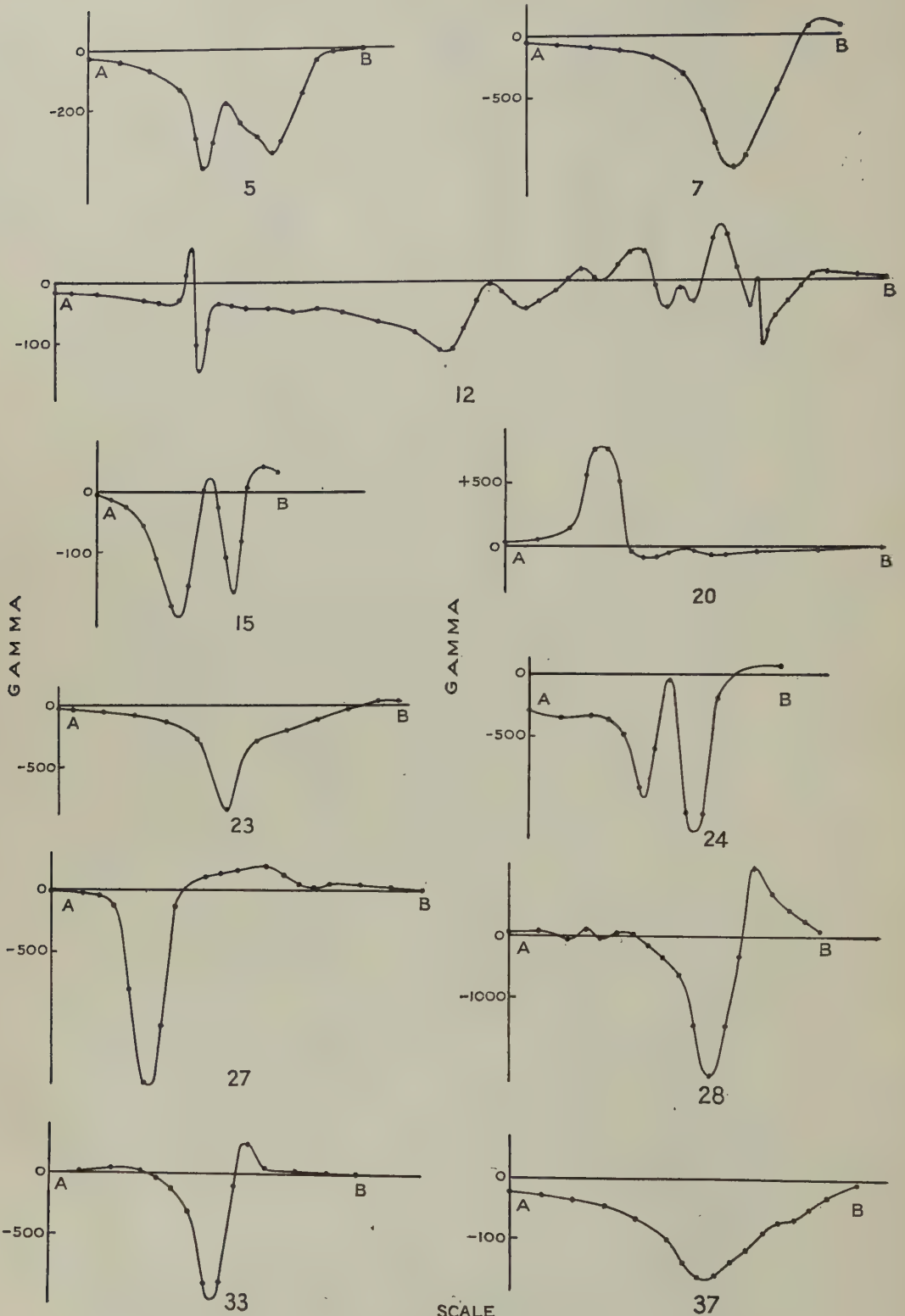


FIG. 2.

detailed work showed that, to a very close approximation, the minima coincided with the edges of the body.

Based on this interpretation, the position of the dyke is shown by the broad line across the map. In the final correlation of the magnetic anomalies, the positions of all known outcrops were taken into account. As an indication of the satisfactory nature of this interpretation it may be noted that some outcrops, initially unknown to the geophysical party, were discovered on the line revealed by the survey. The geophysical survey reveals the dyke as a discontinuous series of sections, roughly parallel to each other but with gradually changing general strike. In many places there are lateral displacements between adjoining sections which frequently show an overlap. The overlapping has been demonstrated on some of the profiles by the presence of two distinct and separate anomalies. The picture of a series of sub-parallel sections is a well-known characteristic of many dykes and is, in fact, exhibited by the eastern extension of the same dyke on the other side of the Pennines.

An examination of the anomalies which have been obtained suggests that each section maintains its own characteristic profile except possibly near the ends. Thus the section running from Dale to Whin Fell always shows a normal curve, i.e., a major maximum to the south and a small minimum to the north, the section to the east of this always yields an anomaly with two minima and so on. It is not clear whether this feature is accidental, or whether it has some geological or physical significance.

Near the fault at the east of the area the dyke splits up and has been shown on the map as three separate intrusions. All the anomalies in this area were nearly symmetrical minima. Accordingly, there is some doubt about the two southerly members, since the two anomalies due to them combine to give a characteristic double minima of the type already discussed, and only one dyke may exist. As, however, the separation between the minima gradually increases, two dykes have been shown. Just to the east of Traverse 13, the magnetic anomalies were found to be complex, particularly to the north of the main member, and again the dyke appears flanked by subsidiary dykes. The three shown in this area were the only three features which appeared to have any continuity across the traverses made (not all shown on the map). The position of other apparently isolated maxima and minima were determined. It may well be that these correspond to isolated and shallow boulders of the dyke material.

The peculiar magnetic characteristics of this dyke, and others, have been examined in some detail and discussed more fully elsewhere. Here, it is sufficient to point out that the negative anomalies, instead of the anticipated positive anomalies, implies that the dyke is magnetized nearly in opposition to the earth's field. The dyke material has a large susceptibility of about $2,000 \times 10^{-6}$ c.g.s. units and so must possess a strong induced magnetism. Thus the rocks must be permanently magnetized in a direction opposite to the earth's field with such an intensity that this factor outweighs the influence of the induced magnetism. This fact has been confirmed by direct measurement on samples taken from the dyke. The problem of how such permanent magnetism can arise, however, still remains unsolved.

The author wishes to thank all those who assisted in the field observation. Two, Dr. E. I. Robertson and Mr. F. Studt, deserve special mention as they played a main part in the survey. Finally the financial assistance of the Anglo-Iranian Oil Company is gratefully acknowledged.

A GRAVITATIONAL SURVEY OVER A CONCEALED PORTION OF THE WARBURTON FAULT NEAR LYMM, CHESHIRE

By W. BULLERWELL

Great Britain

ABSTRACT

The Warburton Fault is a powerful dislocation which trends N.N.W. to S.S.E. from S.W. of Leigh, Lancs., across the N. Cheshire plain. In the area immediately north of Lymm, the fault appears to have a throw of about 1,000 feet in Triassic strata, but the exact course of the fault is concealed below drift for several miles.

In September 1947, a gravitational survey was made over the conjectured fault line in the area N.W. of Lymm. The instrument employed was a double-beam Eötvös Torsion Balance of small Süss pattern.

The gravitational field was found to be complex and a constant northerly regional gradient of considerable magnitude was revealed. Superimposed on the regional gradient a more local anomaly was indicated by a reduction in magnitude and a westerly swing in the gradient vectors. Further investigation of this local effect by both gradient and curvature values gave results which suggested that it was associated with a normal fault. Subtraction of the measured value of the regional gradient yielded maximum residual gradients showing linear continuity at small inclination to, and 100 yards to the S.W. of, the conjectural line of the Warburton Fault previously shown on the geological map.

DISCUSSION

P. EVANS noted that torsion balance surveys in Assam, using instruments of the same age as that used by Mr. Bullerwell, had been successful in tracing a number of faults. Unexpected failures, however, had been encountered. In general the curvatures had been found more useful than the gradients. Although structures were too complex to allow precise quantitative calculations, no reason was found to suspect important errors in the density measurements of rocks.

APPLICATIONS DES MÉTHODES DE PROSPECTION ÉLECTRIQUES À UN PROBLÈME PARTICULIER EN TUNISIE: LES SEUILS HYDRAULIQUES

Par G. CASTANY

Tunisia

ABSTRACT

On connaît depuis longtemps en Tunisie des zones d'émergences aquifères remarquables dues à d'importantes fractures qui, dans la plupart des cas, apparaissent sous forme de falaises quaternaires peut accentuées. De ce fait les failles sont masquées par des terrains récents et ne peuvent être décelées par la géologie de surface.

La Direction des Travaux Publics de la Régence a fait appel à la prospection électrique. La méthode appliquée aux structures d'Hadjeb El Aïoun, Gafsa et Sbeitla a donné des résultats intéressants. Les profils réalisés peuvent servir d'exemple type.

Les zones de fractures mettant en contact des compartiments lithologiquement différenciés, les lignes de rupture apparaissent nettement dans les séries de profils transversaux de résistivité. Ces derniers mettent en outre en évidence le pendage des failles et des bancs ainsi que les accidents ou plissements du substratum. L'étude est contrôlée et complétée par des sondages électriques profonds.

Des forages effectués à la suite de ces travaux de reconnaissance ont confirmé les interprétations données.

DISCUSSION

A. DE LA O. CARREÑO asked what particular electrical procedure was used in the survey.

J. J. BREUSSE a remarqué que, si la prospection électrique était parvenue à des résultats si intéressants, c'était que les problèmes avaient été très bien posés géologiquement et qu'il y avait une complète collaboration entre le Service Géologique de Tunisie et la mission géophysique.

G. CASTANY avait répondu que la méthode utilisée était la prospection électrique selon la méthode Schlumberger.

RECENT OBSERVATIONS OF GRAVITY IN WALES AND THE BORDERS

By A. H. COOK and H. I. S. THIRLAWAY

Great Britain

ABSTRACT

This paper is a preliminary account of a gravity survey of the Welsh Borders, carried out during the last twelve months.

About 600 stations have been measured with a Graf gravimeter, the standard error of each measurement being about $\frac{1}{2}$ mgl. The results are presented as Bouguer Anomalies.

The results are discussed in three sections.

1. *Mid-Wales Plateau.*

The general positive anomaly of between 5 to 10 mgls. is 15 to 20 mgls. greater than that which would be expected if the area were isostatically compensated. The excess mass appears to be supported by the strength of the crust, and the positive anomaly region appears to coincide with the region of Post-Cretaceous rejuvenation.

2. *Malvern Line and Worcester Basin.*

The line of the Malverns divides the positive anomaly area from a deep anomaly "trough" which is —30 mgls. near Worcester. The gravity field is explicable by a series of N.-S. faults with a total downthrow of about 3,000 metres. The trough is also well defined to the N. and N.E. We assume the trough is mainly filled with Trias.

3. *Church Stretton Line.*

A slight increase of anomaly over the Church Stretton disturbance can be correlated with the geology.

In the Welsh Borders the pattern of the gravity field has a Caledonian trend.

IN this paper we present a general preliminary account of the results of measurements we have made during the last year, in Central Wales and the Welsh Borders, of the vertical component of the attraction of gravity. We have used a gravimeter designed by Graf (1942) and made by Askania. Our results are summarized in Fig. 1.

The mean Bouguer anomaly depends on the difference of gravity between Worcester and Cambridge, which has an uncertainty of 0.7 mgl. The standard deviation of a single observation we find from the study of a very large number of observations to be about 0.2 mgl. This is approximately the uncertainty of the difference of gravity between Worcester, and any other place in the area. The other uncertainties in the anomaly are due to errors in the measurement of the height of the place of observation, and in the estimate of the density of the rock between the place and sea level. We believe all our heights are correct to 0.3 metre (corresponding to 0.06 mgl.), while we have made a number of field measurements of the densities of outcropping rocks by observing the variation of attraction with height. In general, we find good agreement with laboratory determinations of the densities of specimens collected in the neighbourhood.

I. CENTRAL WALES AND THE WELSH BORDERS

Between the line of the Malverns to the east and a point between Rhayader and Aberystwyth to the west, the Bouguer anomalies are between + 5 and + 10 mgls. Pendulum observations (Bullard and Jolly, 1936) show anomalies between + 15 and + 27 mgls. in North Wales. The corresponding isostatic anomalies on Airy's hypothesis are about + 20 mgls. in Central Wales. These figures show that there is no isostatic compensation of the mass of the Welsh mountains and that the strength of the crust supports the weight of the visible irregularities, and also an additional weight corresponding to about 7 mgls. attraction, or about 1.5×10^4 gms. wt./cm.² 60 metres of average rock would exert this attraction.

PART V: GEOLOGICAL RESULTS OF APPLIED GEOPHYSICS

The anomaly increases from S.E. to N.W. and there is no difference between the Old Red Sandstone plains of the Borders and the Lower Palaeozoic mountains of Central Wales.

The positive anomalies in Wales show it is in a different state from recent fold mountains such as the Alps or Himalayas, which negative Bouguer anomalies show to be underlain by a compensating deficiency of mass in a root which projects into the heavier layer below the crust. Further, there is no difference between the fold mountains proper of Central Wales and the stable Old Red Sandstone region. The Welsh mountains therefore never had a root, or else the root has disappeared just as the mountains themselves have been eroded away.

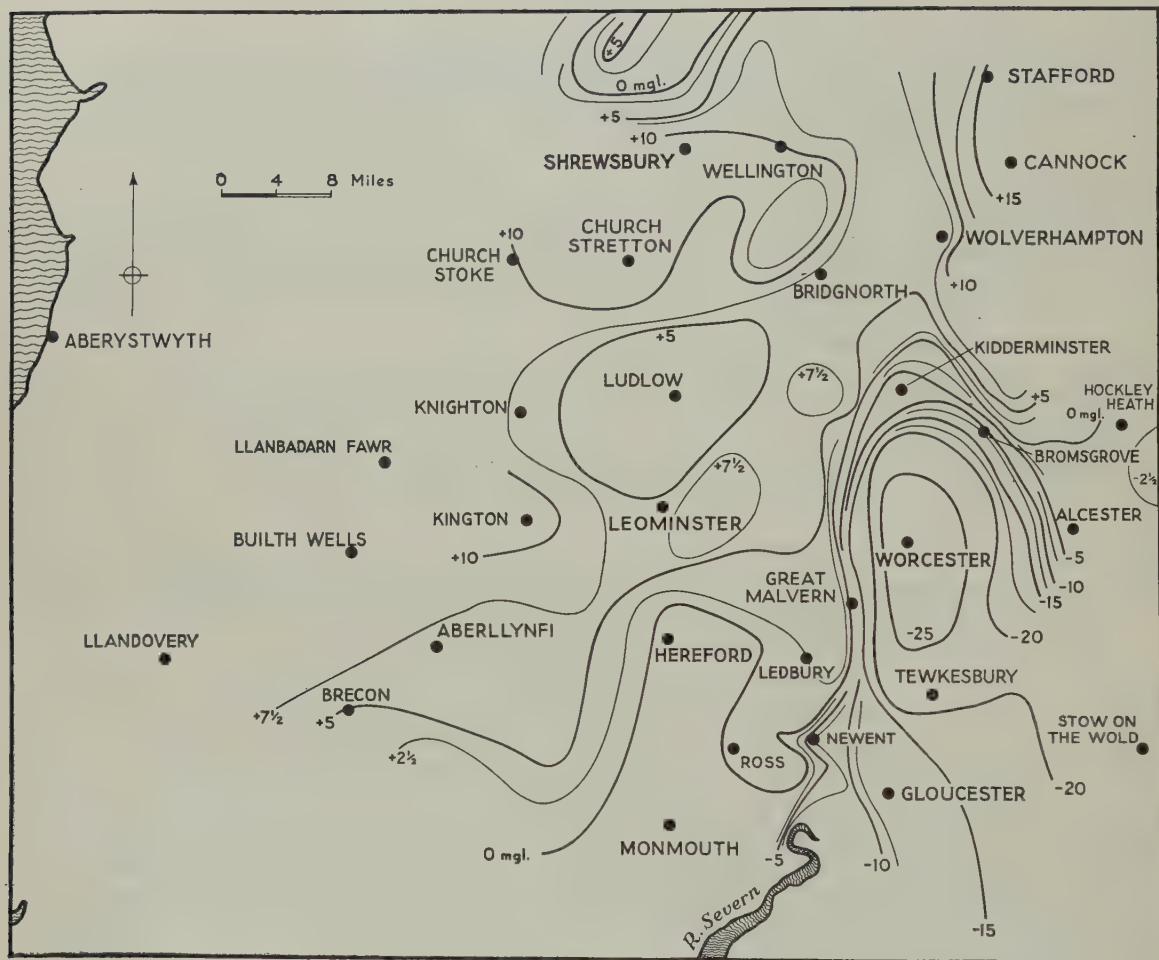


FIG. 1.—Map of Welsh Borders showing lines of equal Bouguer Anomaly in mgals.

Some of the Anglo-American Oil Company's results in the Cheshire Basin are included.

The positive anomaly region is not in itself remarkable, for Wales adjoins regions with large negative anomalies, so that to maintain crustal equilibrium over the whole of Western England and Wales, positive anomalies would be expected in Wales provided the crust had sufficient strength to bear them. This it clearly has, since the anomalies exist. But so far as we know, the positive anomaly region coincides with the region of rejuvenation and the trend of the anomalies agrees with the trend of the surface of rejuvenation. We therefore suggest that the rejuvenation and some part of the positive anomaly are the results of uplift limited on the east by the Malvern line. We must suppose that some

movement has occurred along this line quite recently in addition to the major movement whose age we discuss in the next section.

The positive anomalies must have been formed after the peneplanation of Central Wales, which has been so thorough as to remove all distinction between the gravity field of the Central Welsh mountains and the Old Red Sandstone plain. Direct evidence for the date of the rejuvenation is found in the coastal platforms of Carmarthenshire, Pembrokeshire, Gower, the Vale of Glamorgan, and North Wales. These have been described by Goskar and Trueman (1934), George (1938),



FIG. 2.—Geological sketch map of Mid Wales and the Borders.

Dewey (1918), O. T. Jones (1935) and others, and the evidence indicates that the platforms were almost certainly cut in post-Miocene times. The maximum emergence on this evidence is 180 metres. Further evidence is provided by the rejuvenation of the rivers in this area, described among others by O. T. Jones (1924). The rejuvenation of the Teme and Leadon appears to end at the Malvern line, and the Leadon has incised meanders in Triassic rocks.

The drainage pattern of Wales provides the indirect evidence for uplift and tilting. Strahan (1902) and Lake (1934) postulate a transgressive Cretaceous sea over Wales, followed by uplift and tilting down to the East, to account for the high plateau and the present drainage system. The amount of this uplift and the direction of tilt can explain the observed anomalies.

PART V: GEOLOGICAL RESULTS OF APPLIED GEOPHYSICS

The relatively sharp rise of anomaly to over 30 mgls. at Aberystwyth, Fig. 3, is interesting because the anomaly is one of the largest known in the British Isles, and because the gradient shows the excess mass to be near the surface. Submarine observations suggest that the anomalies may be negative in St. George's Channel.

The anomaly at Aberystwyth is 10 mgls. greater than the average anomaly of the North Wales pendulum stations, and is far from any probable extension of the Merioneth dome. Further speculation is unprofitable until the variation of anomaly north and south of Aberystwyth is known.

The Caledonian lines in the Borders, which are geologically most prominent, do not seem to have a strong influence on the anomalies. A series of high anomalies about 16 kms. S.E. of the Church Stretton line is, however, aligned in the Caledonian direction, though the anomalies do not, so far as we are aware, indicate any known geological features.

II. THE MALVERN LINE

At the boundary between the Trias and Palaeozoic rocks on the line of the Malverns, the anomaly falls very rapidly from about + 5 mgls. to about - 25 mgls. Graphs to illustrate this change are shown in Figs. 4 and 5. The lines of equal anomaly in Fig. 1 and the position of the maximum gradient relative to the meridian of $2^{\circ} 20' W.$ marked in Figs. 4 and 5 show that the line of the change runs

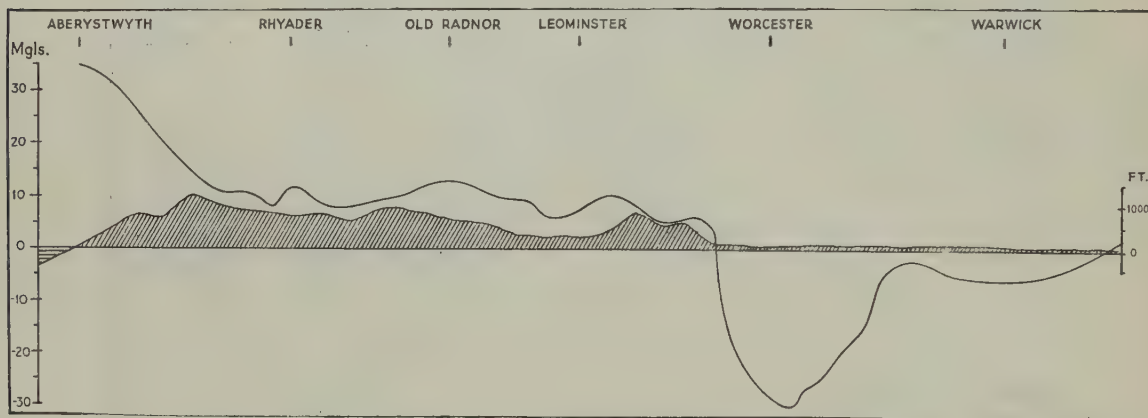


FIG. 3.—Section showing the variation of the Bouguer Anomaly from Aberystwyth to Warwick.

The topography is shown hatched.

almost due north and south. Hawkins (1942) has pointed out the geological significance of the meridian.

The very large negative anomalies occur in a fairly small region round Worcester and north of Kidderminster the anomalies become positive. But the line of large gradient continues at least as far north as Bridgnorth, although the total decrease of anomaly is much less there.

South of the Malvern Hills, on the outcrop of the Keuper Sandstone, a change occurs in the character of the gravity field. Though the total change of anomaly from west to east remains of the same order as in the Malvern area, it occurs in two stages. There is a sharp fall which is only about 7 mgls. and which is displaced about 6 kms. west of the line of the Malvern Hills and cuts across the Keuper sandstone outcrop. This is followed by a less rapid decrease of anomaly to the east. East of the Forest of Dean, the field resembles that at the Malverns north-east of the Mayhill complex, but the lines of equal anomaly run north-east to south-west. The maximum gradients between Newent and the Bunter outcrop, east of the Forest of Dean, and north-east of May Hill are all of the same order.

At Minsterworth, a few kms. west of Gloucester, a well-marked increase of anomaly occurs. This can also be traced east of Newnham and east of Newent.

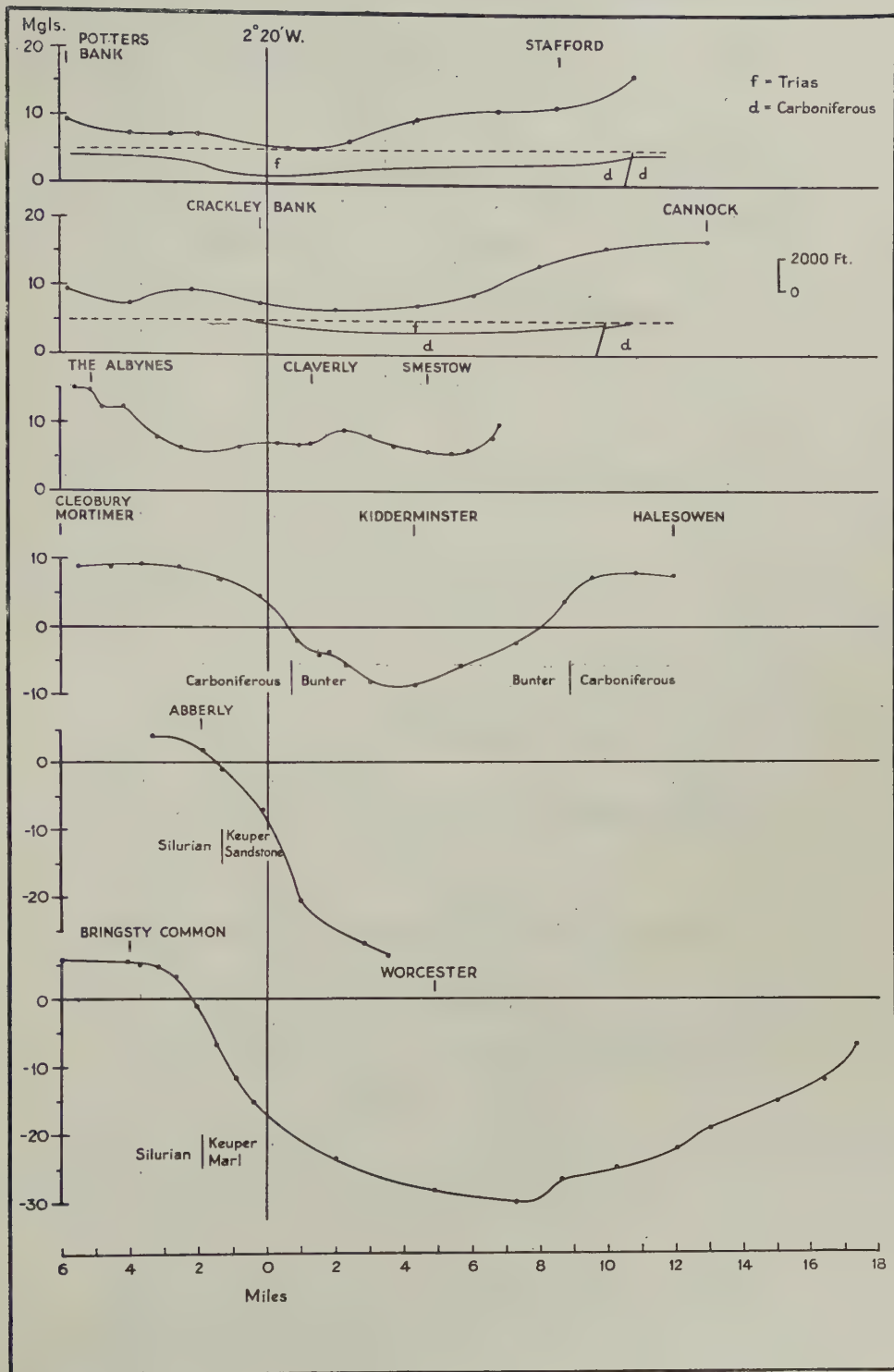


FIG. 4.—Sections between Stafford and Worcester showing the variation of the Bouguer Anomaly.

The major geological boundaries are shown in this, and the next figure. All sections are projected on an E.-W. line.

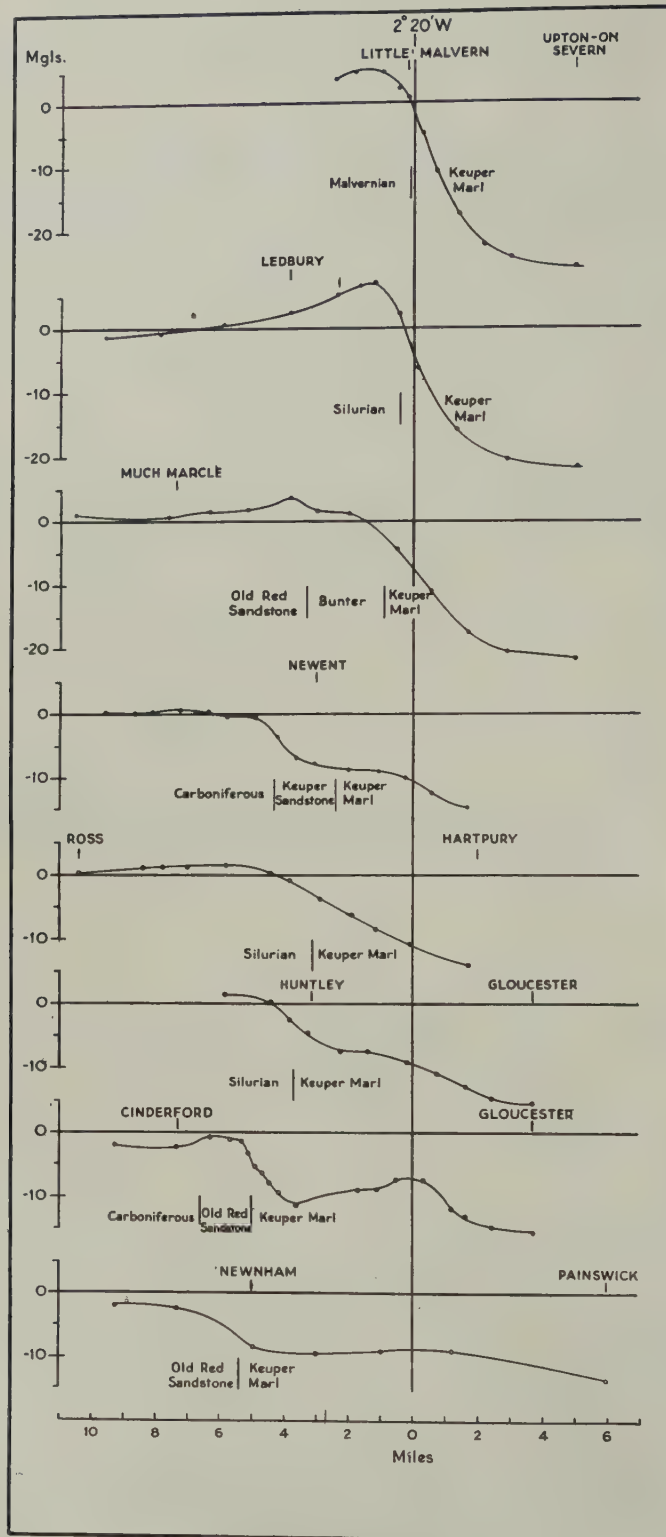


FIG. 5.—Sections between Malvern and Painswick showing the variation of the Bouguer Anomaly.

In the north-east of the area, along the western outcrop of the S. Staffordshire coalfield and south-east to Alcester, the anomaly gradients are much less than on the Malvern side, and the lines of equal anomaly appear to be diverging to the south-east.

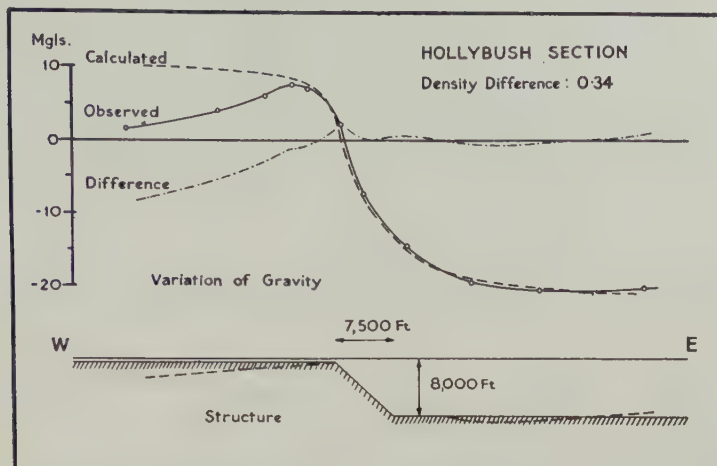


FIG. 6.—*Interpretation of the variation of Bouguer Anomalies across Hollybush.*
Natural scale.

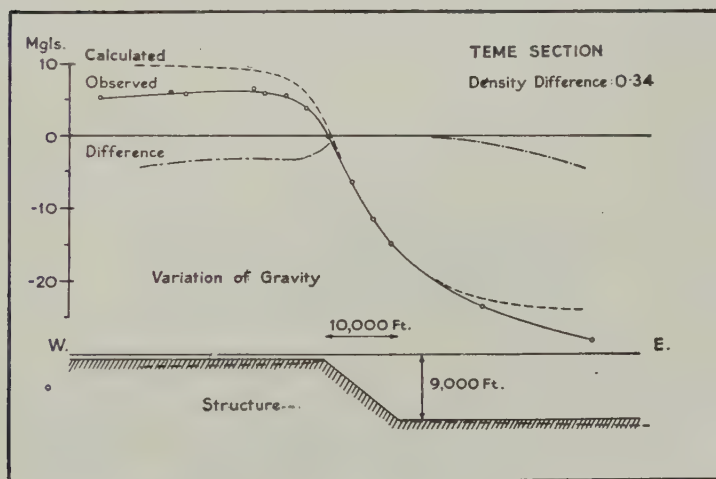


FIG. 7.—*Interpretation of the variation of Bouguer Anomalies across the Silurian-Trias boundary at the R. Teme.*
Natural scale.

STRUCTURE CORRESPONDING TO THE OBSERVED ANOMALIES

Only two sections have been interpreted exactly, but the structure elsewhere can be inferred by comparison with these two sections, which are shown in Figs. 6 and 7. The structures which, it is suggested, correspond to the observed anomalies are calculated on the assumption that the density difference remains constant throughout the whole depth of the structure. On the basis of these two sections, we consider that the change of gravity over the Malvern line corresponds to a 45° slope

PART V: GEOLOGICAL RESULTS OF APPLIED GEOPHYSICS

running from Hollybush in the south to the Abberley Hills in the north, and dividing the lighter rocks on the east from the heavier rocks on the west. If the density difference between the lighter and heavier rocks is constant at about 0.33 gm./cm.^2 (corresponding to a density of 2.4 gms./cm.^3 for Trias and 2.73 gms./cm.^3 for Pre-Cambrian and lower Palaeozoics) the depth to the heavier rocks is about 3,000 metres near Worcester. However, it is almost certain that because of compaction, the lighter rocks become more dense at great depths. Also it is probable that part of the trough is filled with Carboniferous rocks which, when measured at the surface, are denser than the Trias. It is not likely that the density of the heavier, more compact rocks will increase greatly with depth, so that increase of the density of the lighter rocks will reduce the density difference and therefore increase the thickness necessary to produce the observed anomaly. The minimum depth of the trough is therefore 3,000 metres.

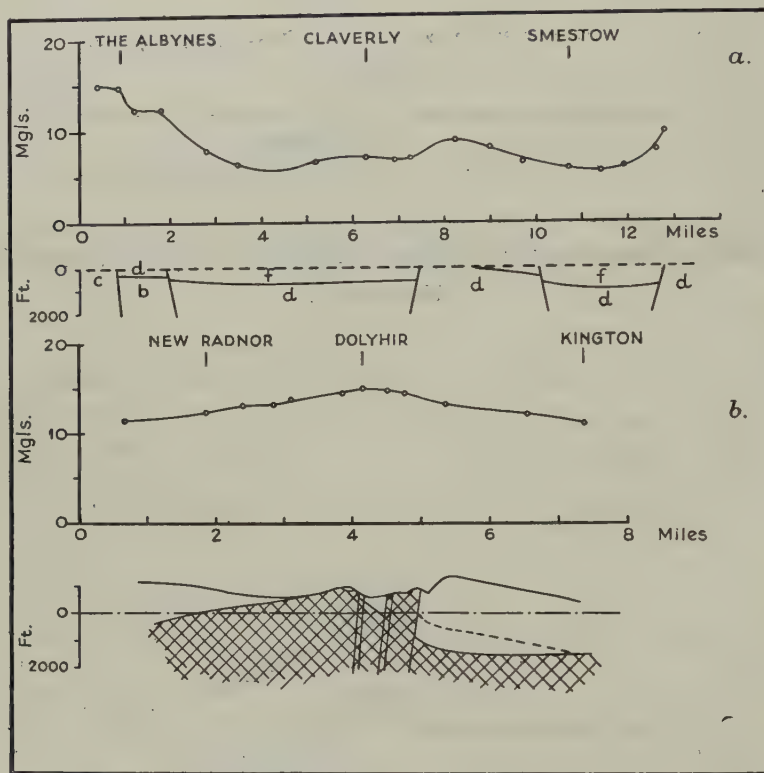


FIG. 8.—Detailed comparison of two known geological sections with the variation of Bouguer Anomalies over them.

b=Silurian, c=O.R.S., d=Carboniferous, f=Trias. Hatched area is Pre-Cambrian.

It is very unlikely that a surface with a slope of 45° extending for 3,000 metres can be a normal fault face, or that it can be a thrust plane. We consider it is most likely the top of a step fault complex. The slope as drawn in the figures is of necessity idealized, since deeply buried topographic or tectonic features on the slope would not affect the gravity field at the surface. On the eastern boundary, near the Lickey Hills, the slope is not so steep.

Between Bridgnorth and Wolverhampton, three boreholes reaching the Silurian, and modern mapping on the six-inch scale by the Geological Survey, show that the floor of the Trias and Carboniferous basin is let down between north-south faults; the variation of anomaly corresponds closely to this known structure as shown in Fig. 8a. The corresponding difference of density between the

lower Palaeozoic rocks and the Trias is 0.17 gms./cm.^3 and between Carboniferous and Trias, 0.03 gms./cm.^3 .

South of the Malvern Hills the structure is less simple. We consider that faults with throws totalling about 600 to 900 metres correspond to the lines of maximum change of anomaly which run from Hollybush across the Keuper sandstone to Newent, and from Newent along the north-east face of the May Hill complex. The east of the Forest of Dean is also a faulted boundary. We do not know how to interpret the more gradual change of anomaly from the meridian of May Hill to the meridian of Gloucester, and we hope a seismic investigation may provide more evidence.

The anomaly maximum at Minsterworth indicates a buried feature elongated in the north-south direction, which may be topographic or tectonic. It lies suggestively on the same meridian as the Malverns.

Summarizing, we consider that our observed anomalies show that a deep trough of Trias and perhaps Carboniferous rocks lies below Worcester, having faulted boundaries with the older positive anomaly areas of the Malverns and Abberley Hills on the west, and of the Lickey Hills on the east.

THE TROUGH SEDIMENTS AND THE AGE OF THE FAULTING

The sediments observed at the surface inside the faulted boundaries are entirely Trias and almost entirely Keuper Marl. The Devonian is known to be thin or absent on the margins of the trough, so that it is unlikely to be of importance inside it. The borehole at Smestow near Wombourne, Staffordshire, proved about 550 metres of Middle and Upper Coal Measures on Silurian (Wenlock). (Whitehead and Pocock, 1947). Only Upper Coal Measures are present at Newent, while a boring at Batsford, near Moreton-in-the-Marsh proved Upper Coal Measures resting on Silurian (Strahan, 1913). This evidence from areas adjacent to the trough makes it unlikely that any great thickness of Carboniferous rocks can be present inside the trough. We consider that the thickness of Carboniferous rocks in the trough is probably less than 1,500 metres, and the Trias is therefore probably upwards of 1,500 metres thick near Worcester.

The major movement of the boundary faults could be post-Triassic, pre-Triassic, or intra-Triassic. A post-Triassic age is very improbable since one of the presumed faults (Newent-Hollybush) goes across the Keuper sandstone without so far as we know, any surface effect. It was, therefore, formed before the deposition of the sandstone. Further, with faults of such magnitude, field evidence of disturbance might have been expected to be found east of the Malverns, as well as along the fault plane itself. Falcon (1947), in a review of the evidence for post-Triassic faulting along the Malverns, comes to the conclusion that no such evidence has yet been presented.

Pre-Triassic faulting along the Malvern line would be a possible effect of the Armorican orogeny. This would produce the physiographic conditions which seem to be required for the deposition of the Trias. But if the major part of the faulting took place at this time, the trough would have been an inland sea at least 1,500 metres deep. The trough is at present at least 1,500 metres deep to the assumed Carboniferous rocks and if Wales was peneplained in Trias times, the bottom of the trough then cannot have been at a very different depth from sea level than it is now.

On geological and mechanical grounds it is more satisfactory to think of most of the movement as contemporaneous with the sedimentation, subsidence of the crust occurring because of the sedimentary load and lateral pressure, and providing space for yet further sedimentation. Allan (1940) has shown that the Highland Boundary Fault moved in this way in Devonian times. It has been pointed out to us that in deposits of this thickness, compaction structures would be expected parallel to the Malverns. So far as we know, none have been described and their absence, if genuine, seems to favour contemporaneous rather than pre-Triassic faulting.

The Malvern axis is extremely ancient, and from the end of Silurian times at least, has behaved as a rigid block with a tendency to rise. That it was very resistant during the Caledonian folding is shown by the steep dips and north-south strikes in the Silurian rocks between the Abberley Hills and the Malverns, near Ledbury, in May Hill, and at Tortworth. From Armorican times to the Upper

PART V: GEOLOGICAL RESULTS OF APPLIED GEOPHYSICS

Coal Series, thinning of beds and unconformities show that this zone remained static while the basin of the Forest of Dean and Cleve Hills subsided. Volcanic rocks are found on the axis in the Forest of Wyre and near it in Cleve Hills. During the Armorican folding, the axis was again very rigid, as shown by the sharp folding against it, especially at the edge of the Forest of Dean. Further south, the axis probably continues as the Bath Axis (see Kellaway and Welch, 1948), against which the Carboniferous rocks were steeply folded. The influence of this axis on Mesozoic sedimentation has been traced by Kellaway and Welch (1948). Under great stress, this resistant region would not bend but would fracture and this we suggest was the origin of the faulting at the end of the Carboniferous.

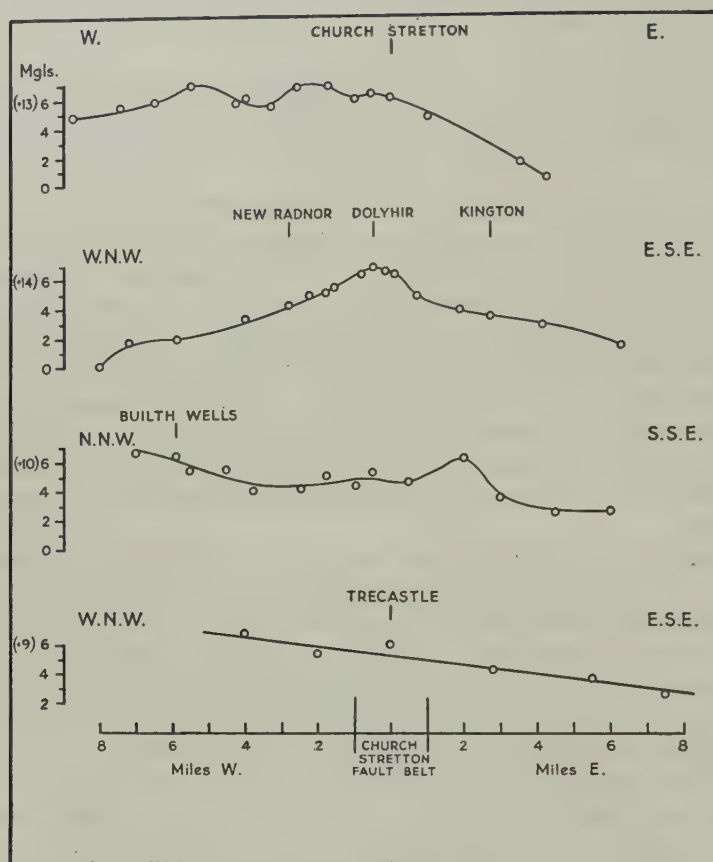


FIG. 9.—Sections showing the change of Bouguer Anomaly over four parts of the Church Stretton line.

Anomalies in brackets show the change from north to south.

III. THE CHURCH STRETTON LINE

Four detailed traverses were made over the area of the Church Stretton disturbance, between Church Stretton and Treacastle. The results are illustrated in Fig. 9.

The only indication of the disturbance is a fairly sharp local increase of anomaly, reaching a maximum of about 7 mgals. The section from Kington, through Dolyhir, to New Radnor, shows this feature most clearly. In Fig. 8b the variation of anomaly is superposed on the geological section deduced by Miss Kirk (1948). The increase of anomaly is due to the outcrop of the denser Pre-Cambrian rocks in the cores of the anticlinal structures. There is also good agreement between the depths to the

pre-Silurian floor deduced from geological evidence and the differences in the anomalies. However, the form of the anomaly variation suggests that the pre-Silurian floor is not horizontal on the south-east of the belt, but slopes up to the north-west as shown by the broken line.

The westerly rise of anomaly to the town of Church Stretton is similar to that at Dolyhir, but the Pre-Cambrian of the Longmynd and the Ordovician rocks west of it make the variation asymmetrical.

The Builth section is the least satisfactory, since the gravity field is modified by the volcanic rocks in the district.

Perhaps the most interesting section is that through Trecastle. Here a small increase of anomaly is superposed on the regional trend which typically is increasing from east to west. This small increase is significant since it is about six times the standard deviation of a single observation. Professor O. T. Jones has pointed out to us that in this area the Old Red Sandstone cover is about 900 metres thick. It may be possible therefore to follow the continuation, if any, of the disturbed zone to the south-west.

CONCLUSION

In Fig. 8, the variations of anomaly are shown superposed on two particularly well-known geological sections. They indicate the value of exact knowledge of the geology in depth, since from such sections values of density differences can be deduced or confirmed and in them clues sought for the interpretation of anomalies in less well-known places. The New Radnor—Kington section also indicates the assistance gravity anomalies may be to the mapper even in places where the surface geology is well known. In much of the country we have examined we have been handicapped by the absence of recent detailed mapping, since in many places the most recent map available is the Old Series Geological Survey.

In the interpretation of variations of anomaly at other places, type sections must of course be used cautiously since the further observations are made from the known section, the more important become the attractions of deep seated variations of mass. There is an example of this in the difference between the anomalies on the Coal Measures near Stafford (+16 mgls.) and Newent (0 mgl.), and on the Trias west of Stafford (+5 mgls.) and east of Newent (—10 to —15 mgls.). Imposed on the local variations which can be correlated with the local geology, and can be used to trace structures beneath a later cover, there are variations which may be due to major structures in the crust which the geologist can never hope to examine by mapping alone, but which result from and affect the course of erosion, deposition and deformation, whose products are his concern.

The gravimeter can be an instrument as useful to the geologist as his hammer, and in this country, where the geology is so well known, he can best learn its use.

ACKNOWLEDGMENTS

We wish first and especially to thank Professor E. C. Bullard for his advice, encouragement, and participation whilst he was Head of the Department of Geodesy and Geophysics at Cambridge.

Professor O. T. Jones suggested some particular traverses in Wales, and with him, and Professor W. G. Fearnside and Professor W. F. Whittard we have had helpful discussion and stimulating argument. Mr. J. K. Allan and members of the regional staffs of the National Coal Board have afforded us every courtesy and assistance in making observations in mine shafts. We have met many geologists in the course of our observations who have shown us particular areas they have been mapping. We are also in debt to Mr. J. H. Adamson for drawing the diagrams in this paper.

The Anglo-Iranian Oil Company made a grant for the expenses of part of the field work and have generously made available to us their wide experience. The expenses of the remainder of the field work have been defrayed by a grant from the Department of Scientific and Industrial Research. One of us (A. H. Cook) is in receipt of a maintenance grant from D.S.I.R. and the other, of one from the Ministry of Education.

PART V: GEOLOGICAL RESULTS OF APPLIED GEOPHYSICS

REFERENCES

- ALLAN, D. A. 1940. The Geology of the Highland Border from Glen Almond to Glen Artney. *Phil. Trans. Roy. Soc. Edin.*, vol. ix, pt. 1. p. 171.
- ANDERSEN, E. 1947. Gravity Measurement in Sjoelland, Moen, Falster, and Lolland by Means of the Askania Gravitometer. *Geodætisk Instituts Skrifter*, 3 Raekke, Bind X, Koebenhavn.
- BULLARD, E. C., and JOLLY, H. L. P. 1936. Gravity Measurements in Great Britain. *M.N.R.A.S. Geophys. Suppl.* vol. 3, p. 443.
- DEWEY, H. 1918. On the Origin of some Land Forms in Caernarvonshire, N. Wales. *Geol. Mag.*, vol. v, p. 145.
- FALCON, N. L. 1947. Major Clues in the Tectonic History of the Malverns. *Geol. Mag.*, vol. lxxxiv, p. 229.
- GEORGE, T. N. 1938. Shore Line Evolution in the Swansea District. *Proc. Swansea Sci. and Field Nat. Soc.*, vol. ii, p. 23.
- GOSKAR, A. L., and TRUEMAN, A. E. 1934. The Coastal Plateaux of South Wales. *Geol. Mag.*, vol. lxxi, p. 468.
- GRAF, A. 1942. *Beitr. z. Angew. Geophysik*, Bd. x.
- HAWKINS, H. L. 1942. Some Episodes in the Geological History of the South of England. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, vol. xcvi, p. 49.
- JONES, O. T. 1924. The Upper Towy drainage system. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, vol. lxxx, p. 568.
- 1935. The Geology around Machynlleth and Aberystwyth. *Proc. Geol. Assoc.*, vol. xli, p. 247.
- KELLAWAY, G. A., and WELCH, F. B. A. 1948. Bristol and Gloucester District. *British Regional Geology*. H.M.S.O., London.
- KIRK, N. 1948. *Ph.D. Thesis*, Dept. of Geology, University of Cambridge.
- LAKE, P. 1934. The Rivers of Wales and Their Connection with the Thames. *Sci. Prog.*, vol. cxiii, p. 23.
- PHILLIPS, J. 1848. The Malvern Hills Compared with the Palaeozoic Districts of Abberley, etc. *Mem. Geol. Surv.*, vol. ii, pt. 1.
- STRAHAN, A. 1902. On the Origin of the River System of South Wales, and its connection with the Severn and Thames. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, vol. lviii, p. 202.
- 1913. The Batsford (or Lower Lemington) Boring near Moreton-in-the-Marsh. *Summ. Prog. Geol. Surv. for 1912*, p. 90.
- WHITEHEAD, T. H., and POCKOCK, R. W. 1947. Dudley and Bridgnorth. *Mem. Geol. Surv.* H.M.S.O., London.

APUNTES GEOLÓGICOS Y PRÁCTICOS HACIA UNA 1ª ESTACION SISMOGRÁFICA EN LA VERTIENTE E. DE LOS ANDES EN COLOMBIA

Por P. M. C. de CASTELLVÍ

Colombia

ABSTRACT

Trata de las posibilidades (ventajas y condiciones científicas) de fundación de una estación secundaria de Sismografía, anexa al Centro de Investigaciones (CILEAC) de Sibundoy con dependencia técnica del Instituto (Central) Geofísico de los Andes de Bogotá.

POR ser de notorio interés para la Geología y especialmente en relación con los dos temas de discusión propuestos al 18º Congreso Internacional de Geología, N° 4 y 12 del programa referentes respectivamente a “ los resultados geológicos de la Geofísica aplicada ” y a “ Movimientos terrestres y evolución orgánica,” ofrecemos unas simples notas sobre un problema aparentemente muy local, pero que aumenta en interés si además de recordarse que sin estudios locales no se formaría la ciencia general, se tiene también en cuenta que se trata de un importante caso típico de un área indígena y geológica en que se ha empezado a aplicar la característica coordinación de ciencias que llamamos “ método pancientífico indigenista ” cuyo “ Secretariado Interamericano,” por otra parte, el acuerdo N°. XII de un Congreso Interamericano de Educación estableció que residiera en el Centro de Investigaciones Americanistas CILEAC de la misma área citada de Sibundoy, P., Colombia (Fernández, 1945).

Si la ciencia geofísica para hacer progresar sus aplicaciones necesita perfeccionar sus teorías, aumentar sus centros de registro en nuevas áreas, completar sus estadísticas, etc., entonces se interesará en que para la vertiente oriental de los Andes se estudien las posibilidades de fundación de una estación secundaria de Sismografía, anexa al mentado Centro de Investigaciones Americanistas de Sibundoy, P., Colombia, y con dependencia técnica del Observatorio Central e “ Instituto Geofísico de los Andes colombianos ” (Ramírez, J. Emilio, 1943, 1948 y 1948-1949).

Como fácilmente se comprenderá, doble motivo decide a dicho Centro Americanista a intervenir en Geología y en Geofísica. De una parte el plan de practicar el método pancientífico indigenista con la máxima integridad posible sobre todo en el área amazónica de Sibundoy, incluye naturalmente el estudio geológico y geofísico de la misma zona, tarea que dentro de la cuenca amazónica colombiana no se puede confiar a ningún otro por ser el único que allí existe.

Por otra parte, se compensarían grandemente el tiempo y energías que se consagrarían a semejante colaboración mutua. Los geólogos y geofísicos integrarían, con sus imprescindibles aportaciones de la región Sibundoy, el estudio pancientífico cuya realización está confiada, entre otros, a la actividad coordinadora del mencionado Centro CILEAC.

Este Centro a su vez podría encargarse de cuidar de la estación secundaria de Sismografía. Si sus primeros registros no pudieran pasar de un simple reconocimiento previo, ya se sabe cuánto es necesario el papel de las investigaciones de sondeo para ulteriores redes de estaciones de servicios completos. Lo mismo sucede, como es muy conocido, entre otras ciencias, en la meteorología como en la aerofotogrametría: en ambas se utilizan, para una zona determinada, registros previos u observaciones con medios provisionales y no tan completos antes de orientar la aplicación de los registros definitivos con mejores procedimientos y aparatos.

PART V: GEOLOGICAL RESULTS OF APPLIED GEOPHYSICS

La zona propuesta para una nueva estación sismográfica: es el Valle de Sibundoy, parte de la vertiente oriental de los Andes. En toda esta vertiente escasea la población respecto a las vertientes centrales de los mismos Andes. Su relativamente baja densidad de población no alcanza a formar grandes ciudades (Bates, 1947); y, por informaciones del mismo Director del Observatorio Geofísico de los Andes, el conocido sismólogo profesional, P. Emilio Ramírez, nos consta que la vertiente oriental de los Andes en toda su longitud de Colombia, Ecuador, Perú, Bolivia y Argentina, carece de estaciones sismográficas (Ramírez, 1948).

La región de esta vertiente que presenta la ventaja de coincidir con un Centro de Investigaciones que funciona desde hace más de unos catorce años y que podría encargarse, como dijimos, de una estación sismográfica secundaria, es la de Sibundoy. Motivo por el cual reunimos a continuación algunos datos geográficos y geológicos de Sibundoy y regiones adyacentes.

La población de Sibundoy, por carretera, dista de la vecina capital del Departamento de Nariño 67 kms., está situada en la mitad N. del Valle de Sibundoy. Las alturas s. el n. del m. van desde 1.213 en Santiago, pasan por 2.224 en la plaza de Sibundoy y suben a 2.275 en el pueblo de San Francisco hacia la salida oriental del mismo Valle. La temperatura media anual, observada durante unos diecisiete años, colocarían este Valle en la mejor condición: de 15·9°C., a no ser el exceso de lluvia que en dichos años oscila entre 3.000 y 7.000 mm. anuales (Archivo del CILEAC, 1930).

Este clima, en general dentro de la Amazonia, es de los que más favorece la conservación de objetos en el Museo y de los mejores ambientes para el estudio.

Apuntes geológicos de Sibundoy y zonas adyacentes ("Compilación de est. geol. nales.", 1934). Para el estudio panceintífico de la *etnia* Sibundoy importa estudiar su geología, por de pronto con vistas a estudios edafológicos previos a los bromatológicos locales y a la solución del problema de la formación de la antigua endemia del bocio ("coto") en la región septentrional y oriental del Valle de Sibundoy, al lado de su casi exclusión de los pueblos de Santiago y San Andrés, o sea de la mitad occidental del mismo, cuando se trata de indígenas sibundoyes y santiagueños, de muchas costumbres idénticas.

A la par, pues, del estudio de su antigua alimentación y del modo cómo sus modificaciones, junto con el importante factor del tratamiento de yodo en las escuelas de la Misión Capuchina, acabó con dicha endemia, interesa precisar el levantamiento geológico y edafológico de los suelos del mencionado Valle. La Bibliografía geológica, prácticamente completa en lo esencial, sobre el valle de Sibundoy y zonas adyacentes registrada en los ficheros panceintíficos de la misma área por el Centro CILEAC se publicará oportunamente. Sólo de paso suministramos ahora algunas referencias. Por los estudios practicados ocasionalmente por varios geólogos, sabemos ya que en ciertas zonas de la sección oriental se presenta el cretaceo (Stutzer, 1934 y Botero Arango, 1937); en la parte meridional con las crestas del Patascoy aflora neis y granito (Bergt, W., 1899 y Stutzer, 1934); en la región occidental, siquiera según el "primer mapa geológico generalizado", se clasifican las formaciones como premesozoicas y mesocenozoicas (Oppenheim, 1943; Servicio Geol. Nal., 1945) y, por fin, en la zona N. del vecino Valle del Guamués y del lago llamado La Cocha se clasificaron algunas de sus rocas en el eocuaternario ("Compilación" *cit.*, 1935) y en la misma era algunos suelos recientes sedimentarios (Shaufelberger, 1944) del centro del Valle de Sibundoy que producen a los indios doble cosecha anual de maíz en contraposición de los suelos vecinos y al pie de las lomas donde solo se obtiene una única cosecha anual.

Sobre varios temas de geología económica del Alto Putumayo y Nariño ha empezado a escribir el paleontólogo del Ministerio de Minas y Petroleos (Royo y Gómez, 1942); y luego ha proseguido respecto a otros Deptos. como Huila (Royo, 1941), Magdalena (Royo, 1942) y Bolívar (Royo, 1944).

Y no falta alguno que otro autor (como Bastidas, 1934; Kehrer, 1935; Pereira Gamba, 1909; y Lleras Codazzi, 1925, 1926, 1928 y 1947) que tratan de la riqueza mineral del Alto Putumayo o de las regiones vecinas.

Los tratadistas de minerales de algún cerro de la Cordillera Oriental como (Hoepfner, 1881) respecto al cercano Tajumbina (4.125 m.) o de la misma cordillera en general (Eugster, 1922; Hettner,

1892 y Stutzer, 1925-27, etc.) suministran datos relativos o comparables a los de la región de Sibundoy y demás Alto Putumayo.

En todos los dichos tres casos: respecto a geología económica en general, a cierta riqueza mineral y a la generalidad de la Cordillera oriental, más que tratados exhaustivos sobre cada tema (cf. la bibliografía de García, 1924; Ospina, 1911, 1915 y Daniel, 1948) apenas se reducen más o menos a referencias o a estudios muy parciales que vienen a corroborar el interés que ofrecería la región para estudios en equipo en todos los aspectos geológicos, tanto con vistas al plan "etniopanantropológico" de Sibundoy, como el múltiple interés económico que involucraría las investigaciones de sus calcareas, yesos y carbones.

No solo se presentan mantos de turba en las zonas pantanosas del mismo Valle de Sibundoy, sino que algunos de los carbones de las regiones vecinas son relacionables con los de la cordillera oriental y a estudiados (Reichenbach, 1934) con la posibilidad por lo menos de encontrar más de un manto explotable de que trata el geólogo Dr. E. Grosse ("Compilación," 1935) y con la perspectiva de su posible aplicación a la fabricación de cemento en el mismo valle mencionado.

Volcanes. En la misma zona Sibundoy-Killasinga a que nos referimos, en su mitad occidental, existen dos volcanes, el Doña Juana (de 4.200 m) y el Galeras (de 4.600) en alguna actividad que periódicamente se intensifica y cuyas consecuencias alcanzan a llegar al Valle de Sibundoy.—V. g. en la erupción del Dña. Juana a finales del siglo pasado, en 1899, sus cenizas llovieron sobre todos los "potreros" o prados y cubrieron toda la yerba donde pacía el escaso ganado de entonces, motivo que ocasionó el total exterminio de todas las reses, de modo que todas las actuales o poco menos son posteriores.

Del volcán Galeras que dista de Pasto unos cinco kms. en línea recta, en su erupción de octubre de 1934, sus cenizas llegaron a Sibundoy; se recogieron por el suscrito y se conservan en el Museo del CILEAC, pero en general no se notaron tan desastrosos efectos de sus cenizas en las pastos como sucedió, en cambio, con la cenizas mucho más copiosas del Doña Juana.

En las cordilleras occidentales de Sibundoy, entre este Valle y el de La Cocha, existen cinco volcanes apagados: Bordoncillo (3.800 m), Páramo de San Antonio, Campanero (los tres en Shaufelberger, 1944), Campanerito y Patascoy.—Sobre el tercero citado encontramos la 1ª descripción y comprobación en primer autor que lo visitó (Friedlaender, 1927 y en Sapper).

Respecto al Campanerito, cerro cónico en las orillas del lago Guamuéz (La Cocha) citado, lo colocamos, por primera vez que sepamos, entre los volcanes por los motivos expuestos en nuestra revista (Castellví, 1941-44) al tratar de paso el asunto relacionado con el ambiente del mismo lago y con sus leyendas empezadas a estudiar según el método finés de Krohn.

No recordamos de autor alguno de los antiguos (como Stuebel, 1906 y Kuech *cit.* en Reiss, 1892), ni de los modernos (como Friedlaender, 1927 y su trad. por Hammerle, 1936 y Coleman, 1946) que hayan estudiado antes rocas del cerro Campanerito para dictaminar su vulcanidad.

En cuanto al último cerro volcánico, Patascoy, además de su primer reconocimiento geológico por Reiss y Stuebel y de algún comentario general (Stutzer, 1934, 2), contamos con la exploración geográfica de nuestro socio del CILEAC, P. Bartolomé de Igualada, quien escaló y fotografió los picos más altos (Igualada, 1929).

Varios viajeros de notable autoridad durante el siglo pasado afirmaron que el vecino lago del El Encano (o Guamuéz o La Cocha) nunca podría dejar subsistir especie alguna de peces en sus aguas por estar sujetas a emanaciones del algún volcán vecino (nosotros hemos contado al rededor los cinco citados) que la extinguiría. Pero es lo cierto que al técnico ictiólogo ecuatoriano, contratado por el gobierno colombiano, Jorge Ubidia Betancourt, según nos contó en su visita al CILEAC y tal como prueba en su informe del 16-X-1942, no se le registraron semejantes emanaciones en sus placas pintadas con óxido de zinc y hasta ahora no conocemos que se hayan verificado en modo alguno, sino que sigue prosperando allí la piscicultura.

Hacia el Este existe otro volcán el Fragua (3.000 m.), mucho más distante del valle de Sibundoy que los otros volcanes, separado primero al E. y S.E. de San Francisco, por cerros de piedra calcarea,

explotada en unos seis hornos de cal y luego por ramales de la misma cordillera, de pizarras, de nuevo calcareas, etc., seguidas de aluviones, etc. en una zona de S. Francisco a Mocoa, considerada como una de las más quebradas y difíciles de comunicar de toda la república de Colombia. Forma parte dicho volcán ya del todo en el eje de la Cordillera Oriental, mientras los volcanes anteriores no salen de los cerros que coronan algunos valles de los Andes antes de dividirse estos en las tres grandes cordilleras colombianas.

Según suponemos, guiados por referencias de antiguas erupciones citadas por cronistas coloniales, incluye el Fragua en su lista de "serranías volcánicas" algunos de los mencionados autores (Schaufelberger, 1944; Lleras Codazzi, 1925). A pesar de no constarnos de modo suficiente su condición de volcanes, completamos con todo, la enumeración de volcanes vecinos con la inclusión de los dos cerros: del Cascabel o el de su lado "Cuandanabioy" al N. y de la "Tortuga" al E., famosísimos en la doctrina indotemplaria o "temenológica" de la cultura Sibundoy, por haber sido considerados, junto con el cerro "Arcanchi" (como "Alcilde") y el citado "Patascoy" (= hacia la ceniza) como Gobernador, como los cuatro fundamentales brujos o divinidades que sostenían el primero de los tres pisos del mundo, según su peculiar adaptación de la *Weltanschauung* "temenologica" (Castellví, 1948).

Fuentes termales: en el Valle de Sibundoy.—Las más conocidas y explotadas en un pequeño balneario del gobierno local son las sulfurosas de Colón del Putumayo. No se utilizaron durante tiempos coloniales, pues no existían. Su origen fue a raíz de los terremotos catastróficos sucedidos no muchos años antes del paso del P. Láinez, S. J. por el centro del Valle según el mismo cuenta en sus cartas (Pérez, 1896). Los terremotos famosos a que se refiere que tan honda huella dejaron en las tradiciones de Sibundoy son los de 1834 (Gutiérrez, 1932).

Otras fuentes termales con caudal de más de siete chorros, ferruginosas, pero no explotadas, ni estudiadas que sepamos, por estar situadas algo lejos de las vías de comunicación son las del Salado, pequeño afluente de izquierda que le cae al río Putumayo poco después de que éste haya salido del Valle de Sibundoy.

Unas tres más de menor importancia se conocen en el mismo Valle con el nombre de *Salados* y sin estudio que conozcamos.

Sismos.—Toda la región de que tratamos es de alguna intensidad sísmica. Sus principales terremotos se han repetido a los cien años con pocos meses de diferencia y con característicos hundimientos y abombamientos de tierras en 1935 y ciertamente en 1834 (Gutiérrez, 1932) y según alguna tradición (?) alrededor de 1734. Respecto a que vayan acompañados o precedidos de tempestades eléctricas o de muy intenso relampagueo nos consta, según los cronistas, en los de las cercanías del volcán Sumaco, en 1542 más al sur del Patascoy y ya dentro del Ecuador, que experimentó la Expedición descubridora del Amazonas (Carvajal, 1894); y por propia observación los tenemos registrados tales fenómenos unas tres y más horas antes de los ocurridos a mediados de 1935 en Sibundoy.—El estudio de estos fenómenos y de otros análogos de que tanto esperan algunos sismólogos y de varios datos para la Mineralogía y Paleontología, que hace falta estudiar en las regiones amazónicas de Colombia tiene como precedentes las secciones "Geológica" con subsecciones de "Mineralogía y Paleontología" y de "Etnonaturales" que el Museo Americanista del CILEAC, muchos años ha, tiene fundado en el propio Sibundoy, esperando que llegue el día en que serán utilizados sus objetos dentro del estudio pancientífico indigenista que desde unos diecisiete años estamos preparando. Por otra parte la clasificación paleontológica de Colombia (Botero Arango, 1937) necesita aun mucho más de la mitad de regiones por estudiar, pues pocos son los que, como el paleontólogo Dr. Royo Gómez, se dedican a ello y si no encuentran Museos regionales con los fósiles reunidos y el correspondiente registro como en el del CILEAC, mucho más quedarán demorados.

La Sección de paleontología del mismo Museo Americanista es una de las pruebas del espíritu investigador de su personal y de que, por lo tanto, ofrece esperanzas de poder encargarse con interés de una estación secundaria de sismografía.

Constituyen otras tantas pruebas para el mismo efecto el archivo Meteorológico de Observaciones practicadas durante más de diecisiete años y las encuestas sismográficas realizadas por socios del

CILEAC con ocasión de los últimos terremotos y en colaboración con el Observatorio del Geofísica de los Andes establecido en Bogotá.

Este queda muy conocido entre los especialistas, tanto por su boletín registrador de datos que envía a las demás estaciones, como principalmente por su Director profesional de la Sismología y colega nuestra de la Academia Colombiana de Ciencias, P. Emilio Ramírez, cuyos escritos, entre ellos algunos a la altura de importantes descubrimientos, merecen la suprema aprobación y congratulaciones de todos los científicos.

Atendiendo las sugerencias del mismo respecto al gran interés de una estación sismográfica en Sibundoy (Ramírez, 1948) y contando con su dirección técnica es cómo proponemos la fundación de una estación secundaria de Sismografía en la vertiente E. de los Andes en Sibundoy. Y el Centro CILEAC solo espera de algún Mecenaz particular o colectivo la aportación de algún complemento de sueldo para uno de sus más indicados empleados para empezar a tratar todo lo concerniente a su mejor realización. Naturalmente que el voto favorable de los geólogos y sismólogos más interesados constituye el mejor argumento para decidir la generosidad científica de los grandes Mecenaz.

NOTAS AL ARTICULO "APUNTES GEOLOGICOS"... DE SIBUNDUY

- ARCHIVO DEL CILEAC. 1930-sigs. Archivos meteorológico, geográfico y "panantropológico," etc. de encuestas de los últimos años, Sibundoy, MSS. inéditos en vía de publicación en su revista "Amazonia Colombiana Americanista" y en su colección "Pueblos Indígenas de la Gran Colombia" (P.I.G.C.) o Corpus documental y crítico de etnias inéditas poco conocidas, grancolombianas y adyacentes, dirigido por los Jefes del Instituto "B. de Sahagún" de Madrid y del CILEAC de Sibundoy.
- BASTIDAS, JULIO. 1934. Riqueza mineral del Depto. de Nariño. *Minería, Medellín*, 2.
- BATES, NANCY BELL (FAIRCHILD). 1947. *East of the Andes and West of nowhere*. Nueva York, Scribner, pp. 257. Para algunas referencias de la geografía del Este de los Andes en Colombia, etc.
- BERGT, W. 1899. Die aelteren Masengesteine, kristallinen Schiefer und Sedimente. 1, 2 de Reiss y Stuebel, *Geologische Studien in der Republik Colombia*. Berlin.
- BOTERO ARANGO, GERARDO. 1937. Bosquejo de Paleontología Colombiana, Suplemento de la "Revista de las Indias." Bogotá, 3, Imp. Nal., cf. *ibid.* la clasificación de algunos fósiles que se encuentran también en el Valle de Sibundoy.
- CARVAJAL, P. GASPAS DE. 1894. Descubrimiento del río Amazonas. Sevilla, Imp. de E. Rasco, pp. 239-278, cf. *ibid.* sobre los terremotos durante la expedición de Pizarro y Orellana y del volcán Sumaco.
- CASTELLVÍ, P. J. M. C. de. 1948. La "Temenología": ciencia de lo "indotemplario" y nuevos descubrimientos para la etnología y el tricolor colombianos.—Reportaje del Sr. Balcázar de la "Revista de Indias." Bogotá, como primicias informativas sobre lo "Indotemplario" en Colombia y artículos inéditos sobre el motivo de llamar "Temenología" a semejante enciclopedia de la Protohistoria y clave explicativa de muchos elementos etnológicos de Sibundoy, y de las culturas de San Agustín (o "iconomegalítica") Kimbaya, Chibcha, etc. MSS. en vías de publicación.
- _____ 1941-44. Análisis provisional de los elementos de la leyenda encaneña en "Amazonia," Sibundoy, 2, pp. 67-80.
- COLEMAN, S. N. 1946. *Volcanoes new and old*. Nueva York, pp. 222.
- COMPILACIÓN de los estudios geológicos oficiales en Colombia. 1934. 1. Informes relativos a los trabajos verificados por la Comisión Científica Nacional bajo la dirección del Prof. Dr. Roberto Scheibe, 1917-23. Edición del Ministerio de Industrias, Depto. de Minas y Petroleos. Bogotá, Imp. Nal., pp. 475.
- _____ 1934. 2. Trabajos e informes elaborados por los doctores Otto Stutzer y E. A. Scheibe, 1924-29. Ed. del Ministerio de Industrias *cit.*, Bogotá, Imp. Nal., p. 127, etc.
- _____ 1935. 3. Informes relativos a los trabajos verificados por el geólogo Dr. Emilio Grosse, 1927-1931. Bogotá, Imp. Nal., Sobre algunas rocas del Eocuaternario de La Cocha, p. 301.
- _____ 1938. 4. Informe sobre las condiciones geológicas de la hoya del río Magdalena por F. Wiske. Bogotá, Ed. del Min. *cit.*
- _____ 1942. 5. Estudios practicados por el geólogo de la Sección técnica del Depto. de Minas y Petroleos, Dr. E. Hubach, 1924-1933, etc., Bogotá, Ed. del Min. *cit.*, Imp. Nal.
- _____ 1945. 6. Edición del Ministerio de Minas y Petroleos. Bogotá, Edit. Kelly, pp. 504.

PART V: GEOLOGICAL RESULTS OF APPLIED GEOPHYSICS

- DANIEL, F. S. C. 1948. *Nociones de Geología y Prehistoria de Colombia*. Medellín, Tip. Bedout, pp. 360.
- EUGSTER, H. 1922. Zur Geologie der Kolumbianischen Ostkordillere. *Eclogae Helvetiae*. Lausanne, 17, N° 2, pp. 251-266.
- FERNÁNDEZ, P. JESÚS MA. 1945. Primer Congreso Interamericano de Educación Católica celebrado en Bogotá (Colombia) del 1° al 10 de junio de 1945. . . Su ordenación y redacción a cargo del—. Bogotá, Ed. Pax, pp. 208, acuerdo N° 12, pp. 191, 166 y 83.
- FRIEDLAENDER, I. 1927. Ueber einige Vulkane Columbiens. *Zeitschrift fuer Vulkanologie*, 10 (utilizado por Schaufelberger cit., p. 65).
- Cf. también en Sapper *infra cit.*
- GARCÍA, P. JUAN C. 1924. Prehistoria Geológica de Colombia. Folleto publicado en "El Catolicismo," Bogotá, N° 201. V. el complemento de esta obra en Posada, 1925, *infra cit.*, pp. 63-64.
- GUTIÉRREZ, P. ARISTIDES. 1932. Terremoto de Pasto, año de 1834. *Bol. de Est. Históricas*, Pasto, 4, N° 48, pp. 407 y sigs. sobre el Patascoy y la creencia de los santiagueños sobre la personificación del mismo cerro. Cf. mezcladas con otras supersticiones antiguas en GENARO, Hno. marista, 1941-48. Tradiciones de los terremotos en Santiago. *Amazonia*, Sibundoy, 2, N° 4-8, pp. 82-83.
- HAMMERLE, FRIDOLÍN. 1936. La historia de los volcanes en Colombia. *El País*, Bogotá, V. 14 de mayo N° 1.571, p. 5.—cf. además al respecto notas del P. Castellví, 1941-44, en *Amazonia*, Sibundoy, 2, N° 4-8, pp. 197, 199 y 204.
- HETTNER, A. 1892. *Die Kordillere von Bogotá*. Gotha, Perthes.
- HOEFFNER, C. 1881. Ueber das Gestein des Monte Tajumbina in Perú (*sic*) (Colombia). *Neues Jahrbuch fuer Mineralogie*. Stuttgart, 2 (utilizado por Schaufelberger cit., p. 66).
- IGUALADA, P. BARTOLOMÉ. 1929. Un viaje al (cerro) Patascoy. *Ilustración Nariñense*, Pasto, serie IV, N° 32, p. 19: sobrela primera ascensión al pico más alto del volcán Patascoy. De las fotos de esta ascensión solo se publicó una en *Cromos*, Bogotá (N° que no tengo ahora disponible) y la mayor parte queda inédita.
- KEHRER, GUILLERMO. 1935. Estudios geológicos en Nariño y el Alto Putumayo. *Bol. de Minas y Petróleos*, Bogotá, 13, (utilizado por Schaufelberger cit., p. 66).
- LLERAS CODAZZI, RICARD. 1925. Notas mineralógicas y petrográficas. Bogotá, Imp. Nal., sobre rocas del cerro volcánico La Fragua, p. 86.
1926. Notas Geográficas y Geológicas. Bogotá.
1928. Las rocas de Colombia. Bogotá, Imp. Nal., 2° parte; pp. 54-55: sobre granito de Sibundoy.—De id. titulo art. en *Rev. de la Ac. Colombiana de Ciencias Ex. Fis. y Nat.*, Bogotá, 7, 1947, N° 27, pp. 265-305.
- OPPENHEIM, V. 1943. Primer mapa geológico generalizado de Colombia. Ed. de la Academia Colombiana de Ciencias, Bogotá, Lit. Granada, escala 1/2.000.000.
- OSPINA, TULIO. 1911. Reseña sobre Geología de Colombia—1915. Trabajos geológicos publicados en *Anales del Congreso Geológico Panamericano*.—Del mismo A. es un "Mapa Geológico de Colombia" que no sabemos que se le haya editado todavía, pero nos consta que por sus copias ha influido en AA. Sigs. Cf. las citas de García, Juan, Pbro., 1924 *supra cit.* que con las notas bibliográficas de las otras tres obras: de Acosta, J., 1850, Wills, G., 1857 y González Benito, 1870 que publica Posada, Eduardo, en 1926 bajo los títulos de "Paleontología" y de "Obras de Geología" en "Apostillas" (Bib. de Histo. Nal. 39, Bogotá, Imp. Nal., pp. 209-210 y 212-214); las mismas obras muy utilizadas de Karsten, H., con su mapa geológico; la obra de Cortés, Santiago, 1913, "Paleontología de Cundinamarca" y otras, en fin, que citamos en esta lista completan nuestra bibliografía antigua de las principales publicaciones geológicas que algo tienen de interés especial para muestras regiones del Sur y constituyen los antecedentes de la actual actividad en investigación geológica.
- PEREIRA GAMBA, F. 1909. Contribución al estudio de la riqueza mineral del Sur de Colombia *Rev. de Ingeniería*, Pasto, 3 (utilizado por Schaufelberger cit., p. 68).
- PÉREZ, P. RAFAEL. 1896. La Compañía de Jesús en Colombia y Centro América despues de la restauración. Parte 1° Valladolid, Imp. L. M. de Gaviria, pp. 21-453.—Parte 2°, *Ibid.* Imp. Castellana, p. 439.—Sobre las 2 fuentes termales de Colón en el Valle de Sibundoy "separados como 30 pasos la una de otra" con las temperaturas de estos dos manantiales principales: 32° y 38° de Réaumur según las mediciones del P. Láinez quien las visito de paso en 1846 y recogió la noticia de que "aparecieron de resultas del terremoto del año 1834 que tantos daños y trastornos causó en todos estos países, no solo en los edificios, según tengo dicho, sino que también en las cordilleras y serranías" (cf. parte 1ª, p. 141).
- RAMÍREZ, J. E. 1948. Conversaciones, carta, fechada el 14-VI-1948 del Director del "Instituto Geofísico de los Andes Colombianos" comunicando al CILEAC el proyecto de dos nuevas estaciones sísmológicas en Colombia (1ª en Galerazamba, entre Cartagena y Barranquilla de primera clase, y la 2ª en Chinchiná, entre Manizales y Pereira) y ponderando la conveniencia de establecer otra en Sibundoy por su posición estratégica que "daría mucha información sobre los epicentros de temblores en el Perú, Ecuador y Brasil."
- 1943 y sigs.: Director del Instituto *cit.* y editor del *Boletín Sísmico*, órgano del mismo Instituto. Bogotá.

DE CASTELLVÍ: ESTACION SISMOGRÁFICA COLOMBIANA

- RAMÍREZ, J. E. 1948-1949. Publicaciones del "Instituto Geofísico de los Andes Colombianos." Bogotá.—Series de Publicaciones sismológicas y geológicas, A., B. y C.
- REICHENBACH, T. 1934. Contribución al conocimiento (microscópico) de los carbones de la cordillera oriental (cordillera de Bogotá). Traducido de "Preussische Geologische Landesanstalt. Mitteilungen der Abteilung fuer Gesteins, Erz-kohle-und Salzuntersuchungen," Berlin, 1928, 6. Incluido en "Compilación de los estudios geológicos oficiales" (v.), 2, pp. 347-419.
- REISS, W., y STUEBEL, A. 1892 *Geologische Studien in der Republik Colombia*.—1: Kuech, R., 1892. Die vulkanischen Gesteine. Berlin,—2: Bergt, W., 1899. Die aelteren Massengesteine, kristallinen Schiefer und Sedimente. Berlin, Impr. Asher.—cf. *ibid.* sobre el volcán Patascoy y la descripción por Bergt de las rocas coleccionadas por Reiss y Stuebel sobre la región de Sibundoy.
- ROYO Y GÓMEZ, JOSÉ. 1942. Datos para la geología económica de Nariño y Alto Putumayo en "Compilación" . . . *cit.*, 5, pp. 53-168.
- _____ 1941. Datos para la Geología económica del Departamento del Huila. *Bol. de Minas y Petróleos*. Bogotá, N° 121-144, pp. 149-205.
- _____ 1942. Contribución al conocimiento de la geología del valle superior del Magdalena. *Compil. Estud. Geol. Of. en Colombia*, Bogotá, pp. 261-324.
- _____ 1944. Cuarto informe preliminar sobre la Geología económica del Departamento de Bolívar. *Bol. de Minas y Petróleos*, Bogotá, N° 149, pp. 249-260.
- SAPPER, K., FRIEDLAENDER, I., AND JAGGAR, T. A. *Volcanology*. Edición del "National Research Council of National Academy of Sciences," Washington, p. 78.
- SCHAUFELBERGER, P. 1944. Apuntes geológicos y pedológicos de la zona cafetera de Colombia. Edición de la Federación Nacional de Cafeteros. Manizales, Imp. Oficial, I pp. 293 en folio menor y cuadro de "diagramas de diferenciación del magma colombiano." Sus estudios edafológicos, naturalmente, se refieren sobre todo a la zona cafetera y solo incidentalmente a la región del Putumayo con algún dato suelto, pp. 165, 167 y 181; y del Caquetá, pp. 165, 167, 168, 179, 181, 184. Sobre alturas de algunos cerros volcánicos como el Petacas de la misma cordillera que sigue hacia más al N. de Sibundoy: Tajumbina (4.125 m.) y Animas (4.242 m.); Doña Juana (4.200 m.) algo apartado del eje de la cordillera: cf. *ibid.*—Sobre la "serranía volcánica de la Fragua" en la propia cordillera Oriental ya separada, p. 38.
- SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL, Sección de Investigaciones Económicas. 1945. Mapa geológico general de Colombia, Bogotá, Banco de la República, *Boletín Gráfico*, N° 3 con pp. explicativas.
- STUEBEL, A. 1906. *Die Vulkanberg von Colombia*. Dresden.
- STUTZER, OTTO. 1925-27. Beitræge zur Geologie und Mineralogie von Kolumbien. *Neues Jahrbuch fuer Mineralogie* . . . , Abf. B; BB. 52-57, etc.; Beitræge zur geologie des Cauca-Patía—Grabens. *Rev. cit.*, 57, Abat. B. pp. 114-170.—Sobre la Cordillera Oriental especialmente. Traducidos al español por el geólogo Dr. E. Hubach y revisados por el ingeniero Jorge A. Perry fueron incluidos en parte en la *Compilación de los estudios geológicos oficiales*, *cit.* 2, bajo el título de "Contribución a la Geología del foso del Cauca-Patía" (pp. 69-140), p. 127: donde cita los exámenes y clasificaciones por Bergt (V.) de rocas coleccionadas por Stuebel y Reiss (V.) en sus viajes geológicos por el Sur de Colombia referentes a la región de Sibundoy. cf. en *Compilación*, *cit.* 2, p. 127.
- TRIANA, MIGUEL. 1907. *Por el Sur de Colombia*. Excursión pintoresca y científica al Putumayo. Prólogo de S. Pérez Triana. París, Garnier.—Cf. sus capítulos: "El mar superandino" y sigs. con la cita solo del Campanero y no del Campanerito y menos como volcán, pp. 87-92; cap. VI, p. 113 y sigs.

DÉLIMITATION GÉO-ÉLECTRIQUE DU PREMIER PIPE DE KIMBERLITE DÉCOUVERT DANS LES CHAMPS DIAMANTIFÈRES DU KASAÏ (CONGO BELGE)

Par I. de MAGNÉE

Belgium

ABSTRACT

Les alluvions et éluvions de Bakwanga, au Kasaï Oriental, fournissent environ 75% de la production mondiale de diamant industriel.

Fin 1946, une mission de prospection géophysique (" Centre belge d'études de prospection géophysique ") eut la bonne fortune d'y constater l'existence de " yellow-ground " kimberlitique caché sous un épais recouvrement sableux.

La situation géographique de cette découverte indiquait que la kimberlite en question était la source du diamant exploité dans les éluvions environnantes.

La kimberlite décomposée est encaissée dans les calcaires horizontaux du Système de la Bushimaie (Précambrien). Des sondages électriques indiquèrent que les calcaires étaient caractérisés par une résistivité électrique plus élevée que celle du yellow-ground.

Une série de profils de résistivité, à directions croisées, mirent en évidence une zone à basse résistivité de forme ovale, couvrant environ 15 hectares. Cet zone fut considérée comme représentant l'extension d'un pipe de kimberlite.

Dans la suite furent creusés des puits de vérification, de part et d'autre des limites assignées à la kimberlite. La correspondance avec l'interprétation géophysique s'est révélée satisfaisante.

UN pipe de kimberlite diamantifère constitue en principe un objet géologique qui se présente favorablement pour une prospection géophysique: masse importante de roche ultrabasique de forte densité, pouvant avoir une perméabilité magnétique assez forte. A priori, il semblerait que les méthodes gravimétrique et magnétique conviennent pour découvrir et délimiter de tels gisements.

Cependant, à ma connaissance, l'abondante littérature concernant la prospection géophysique ne signale pas d'applications réussies sur des pipes de kimberlite. En faut-il conclure que ces gisements ne se prêtent pas à une investigation de ce genre?

Techniquement parlant, ce n'est certainement pas le cas. La raison de cette abstention est probablement d'ordre économique.

Tout d'abord rappelons que sur près de 300 pipes de kimberlite connus, à peine une douzaine contiennent le diamant en quantité et teneurs suffisantes pour avoir permis une exploitation rémunératrice à grande échelle. La découverte d'un pipe de kimberlite présente donc rarement un intérêt économique direct et la géophysique est bien entendu impuissante à distinguer les pipes exploitables de ceux qui ne le sont pas.

D'autre part, et bien que la kimberlite affleure très rarement, les moyens d'investigation habituels du prospecteur suffisent généralement pour découvrir aisément et à peu de frais les cheminées diamantifères. En effet, les éluvions qui recouvrent un tel gisement primaire, ainsi que les éluvions et alluvions " nourris " par lui, contiennent en abondance des minéraux denses caractéristiques, satellites du diamant: ilménite (variété magnésienne), grenat pyrope, diopside chromifère, olivine. Si le pipe est diamantifère, le diamant vient évidemment se joindre à ces " concentrés " typiques. La découverte de graviers contenant ces minéraux permet de remonter rapidement vers leur point de départ et assure automatiquement la découverte de la kimberlite.

Dès lors, la délimitation du gisement primaire peut se faire aisément par petits puits de prospection. Il suffit que ceux-ci atteignent le " yellow-ground," faciès d'altération de la kimberlite. Dans ce cas, la prospection géophysique ne peut rendre que des services très limités et est loin d'être indispensable.

Mais il arrive que le "yellow-ground" soit caché sous un recouvrement stérile (sable ou limon) de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Dans ce cas, sa découverte est difficile et coûteuse par les moyens classiques du prospecteur. La prospection géophysique peut rendre des services, pour autant que la méthode employée ne soit pas mise en échec par l'épaisseur du recouvrement ou par sa nature physique. La présente communication est relative à un cas d'application de ce genre.

Un cas plus fréquent encore est celui où le diamant des alluvions dérive d'une source secondaire, généralement constituée par une série épaisse de grès et conglomérats. Ces sédiments sont évidemment postérieurs aux pipes de kimberlite (qui les ont alimentés en diamant) et les recouvrent d'un manteau plus ou moins horizontal et plus ou moins entaillé par l'érosion. Les alluvions qui dérivent de ces couches sédimentaires contiennent des diamants, mais peu ou pas de satellites caractéristiques. Ces derniers sont trop fragiles ou altérables pour survivre à plusieurs cycles d'érosion. Le diamant alluvionnaire peut se trouver à des dizaines, voire des centaines de kilomètres de distance de ses sources primaires. On ignore évidemment si les pipes de kimberlite nourriciers affleurent ou non.

C'est le cas pour les alluvions diamantifères du Kasai (Congo belge et Angola), de ceux du Gold Coast, Sierra Leone, Brésil, Guyane et Venezuela. Le mystère des sources primaires de ces diamants a beaucoup préoccupé les géologues. Il a provoqué des controverses sans cesse renaissantes et une floraison d'hypothèses plus ou moins raisonnables.

La détection de ces sources est un défi jeté aux géologues et géophysiciens. La solution du problème posé réside, à mon avis, dans une heureuse combinaison de leurs techniques et de leurs efforts.

LE GISEMENT DE BAKWANGA

Rappelons que les riches alluvions diamantifères du Bassin du Kasai, mis en exploitation en 1913, produisent environ 75% (en poids) de la production mondiale de diamant. La production du Groupe de la Société Forminière a dépassé 10 millions de carats en 1945.

Les pierres de joaillerie sont produites par les placers échelonnés le long du Kasai et de ses affluents en amont de Charlesville. Le diamant y dérive d'une formation gréseuse subhorizontale, que seules les grandes rivières ont entaillé profondément. Le diamant n'est pas accompagné de ses satellites caractéristiques et le problème des sources primaires risque d'attendre longtemps encore sa solution.

Mais le diamant industriel, soit plus de 80% de la production totale, provient presque entièrement d'un gisement isolé, situé à environ 320 km. à l'Est de Tshikapa, centre de la production du diamant de joaillerie.

C'est le célèbre gisement de Bakwanga (rivière Bushimaïe), de très loin le plus grand et le plus riche gisement du monde en fait de diamant industriel.

Ce gisement présente des caractères géologiques assez différents de ceux du grand bassin du Haut-Kasai. Il est beaucoup plus localisé et les éluvions diamantifères y prennent la prépondérance sur les alluvions. Dans la zone exploitée, la rivière Bushimaïe a largement déblayé la couverture de grès horizontaux et profondément entaillé le socle ancien. Celui-ci est constitué à cet endroit par des calcaires en bancs faiblement inclinés, d'âge probablement Précambrien (Polinard, 1930 et 1923-4; Verhoogen, 1938; de Magnée, 1947).

La partie centrale du gisement comprend une colline tabulaire à ossature de calcaire en partie silicifié. Cette colline est presque entièrement couverte d'éluvions diamantifères, eux-mêmes surmontés de limon sableux stérile. La couverture sableuse atteint de 10 à 40 mètres d'épaisseur sur le sommet plat de la colline.

C'est ce recouvrement important qui a retardé jusqu'en 1946 la découverte du gisement primaire de diamant. A cette époque, quelques puits de prospection assez profonds avaient atteint une roche conglomératique très décomposée, totalement différente du bed-rock calcaire habituel. La progression de ces puits avait été arrêtée par des venues d'eau, fait également extraordinaire pour la région, car les calcaires sont crevassés et absolument secs à cette hauteur (env. 100 m.) au dessus de la rivière voisine.

PART V: GEOLOGICAL RESULTS OF APPLIED GEOPHYSICS

Fin 1946, arriva à Bakwanga une mission chargée d'essais d'application des procédés de prospection géophysique, pour compte de plusieurs sociétés minières du Congo. Cette mission se composait de MM. Pierre Evrard, Jean Raynaud et de l'auteur de ces lignes.

Cette mission eût la bonne fortune de pouvoir identifier comme "yellow-ground" kimberlitique la roche décomposée touchée par puits au voisinage immédiat du Poste de Bakwanga. La situation géographique de cette découverte indiquait que la kimberlite en question était une des sources du diamant exploité dans les éluvions environnantes.

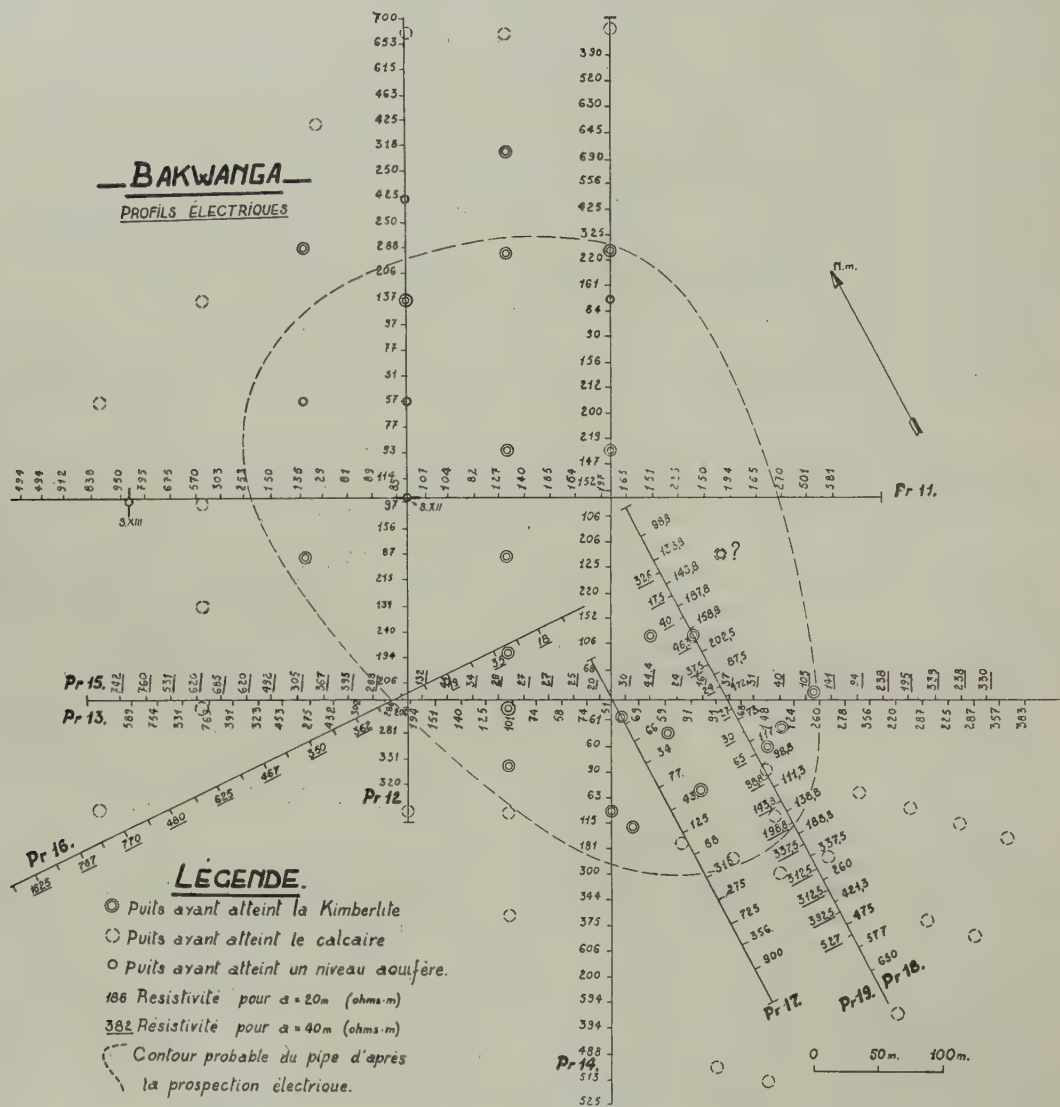


FIG. 1.

ESSAI DE PROSPECTION MAGNÉTIQUE

Il fut immédiatement décidé de tenter de délimiter géophysiquement la masse de kimberlite par les moyens dont disposait la mission, à savoir les méthodes magnétique et électriques (de Magnée, 1945).

La méthode magnétique avait peu de chances de succès, car les concentrés du yellow-ground ne contenaient pas de titanomagnétite et l'ilménite, très abondante, était fort peu magnétique.

DE MAGNÉE: DÉLIMITATION DU PIPE DE KIMBERLITE

On exécuta cependant trois profils magnétiques orientés de façon à passer au dessus du contact calcaire- kimberlite. Les mesures étaient effectuées à l'aide d'une balance verticale Askania.

Au dessus du calcaire certain, la valeur de la composante verticale Z reste constante à moins de 5 gamma près. Au dessus du yellow-ground, Z oscille irrégulièrement autour d'une moyenne à peine supérieure. Ces oscillations ne dépassent guère 15 gamma, soit 4 ou 5 fois l'erreur instrumentale moyenne.

Dans ces conditions, les profils magnétiques ne permettaient pas de délimiter le massif de kimberlite avec la précision et la certitude voulues. L'essai n'a pas été poursuivi.

PROSPECTION ÉLECTRIQUE

La mission disposait de différents équipements permettant la prospection au moyen de courant continu (piles) et alternatif (magnéto et groupe générateur IIO V-25 périodes/sec.).

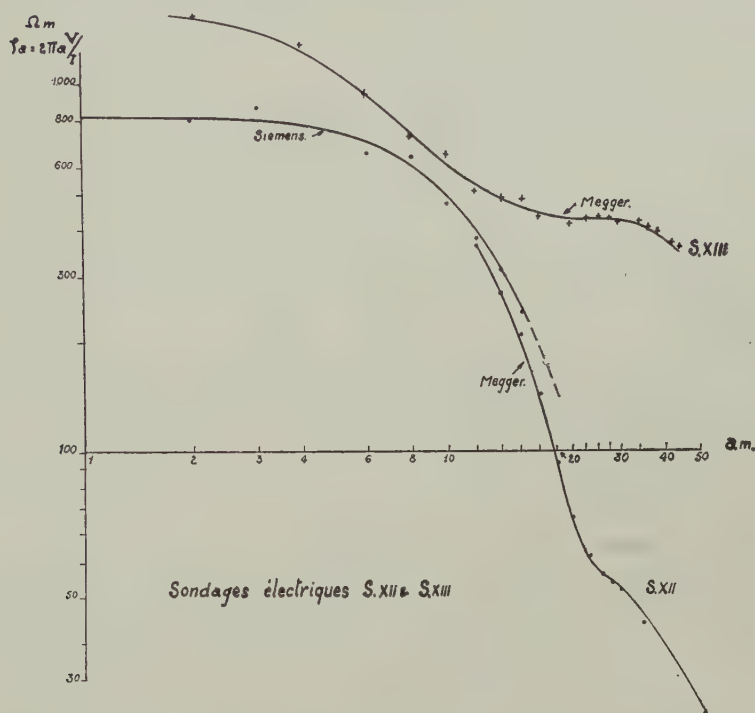


FIG. 2.

La présence d'une nappe aquifère " perchée " sur le yellow-ground et son absence dans le calcaire, faisaient prévoir une forte différence de résistivité entre ces deux roches. Afin de vérifier ce point et de déterminer la profondeur d'exploration (écartement des électrodes d'émission de courant) qu'il convenait d'adopter pour les profils de résistivité, il fut exécuté deux *sondages électriques* (de Magnée, 1945 et 47).

Ceux-ci ont été placés dans la partie NW du gisement, la seule connue approximativement à l'époque en question. Le sondage S.XII est centré à l'emplacement d'un puits qui avait touché le yellow-ground (voir Fig. 1). Le sondage S.XIII se trouve entre des puits ayant atteint le calcaire.

Le fig. 2 donne les courbes obtenues, représentées en coordonnées logarithmiques. La résistivité apparente est portée en ordonnée et l'écartement a des électrodes internes secondaires (dispositif de Wenner) en abscisse. Ces courbes sont caractérisées par la haute résistivité du recouvrement sableux (800 à 1,500 ohms-mètres). Le calcaire présente des résistivités de l'ordre de 400 ohms-mètres, tandis que le yellow-ground humide a une résistivité inférieure à 20 ohms-mètres.

PART V: GEOLOGICAL RESULTS OF APPLIED GEOPHYSICS

Déjà pour un écartement d'électrodes $a=20$ m. la résistivité à l'aplomb du calcaire est nettement différente de celle constatée au dessus du yellow-ground. La différence s'accroît pour des écartements de plus en plus grands et le rapport des résistivités apparentes dépasse 10 pour $a=40$ m.

Il semblait donc que le levé électrique du pipe de kimberlite ne dût présenter aucune difficulté.

Pour les deux courbes, l'interprétation par superposition aux courbes théoriques "2 couches" se fait sans difficulté (de Magnée, 1945). L'interprétation de la courbe S.XII donne environ 8m50 de profondeur pour le contact horizontal éluvions-yellow-ground: le puits existant à côté du centre du sondage montrait une épaisseur de 8m30 de stérile sableux.

L'analyse de la courbe S.XIII donne 3m50 à 4 m. pour le contact éluvions-calcaire: un puits situé à proximité avait atteint le calcaire à 3 m.25 de profondeur.

La mission ne disposant que de quelques journées, il fut décidé d'exécuter quelques longs profils en utilisant un écartement d'électrodes constant de $a=20$ m. (profils 11, 12, 13, 14, 17 et 18, Fig. 1).

Ceux des profils dont l'interprétation parût difficile, furent "doublés" de profils à écartement $a=40$ m. (profils 15, 16, et 19, chiffres soulignés).

La Fig. 1, indique pour la plus grande partie des profils, les valeurs des résistivités apparentes mesurées. Les stations sont espacées de 20 mètres, parfois de 40 mètres.

En général, les profils ont été exécutés à l'aide de l'instrument Megger, de la Firme Evershed and Vignoles. Cet instrument permet en effet un maximum de vitesse d'avancement.* Cependant sa précision devient insuffisante pour $a=40$ m., dans le cas où le terrain superficiel est particulièrement résistant. Nous avons occasionnellement employé le courant continu, l'instrument de mesure étant un potentiomètre double.

Nous n'avons pas jugé nécessaire de reproduire graphiquement les profils électriques obtenus, une inspection des chiffres donnés par la Planche I étant suffisante pour dégager l'allure générale.

Les profils qui traversent de part en part le massif de yellow-ground, présentent un "palier central" long d'environ 400 m. et caractérisé par une résistivité basse, le plus souvent inférieure à 150 ohms-m. Les 8 puits qui avaient atteint le yellow-ground du côté N.W. étaient situés dans la zone à basse résistivité indiquée par les profils 11 et 12.

En bordure du palier bas en question, la résistivité monte en général brusquement et se maintient ensuite au dessus de 250 ohms-m. (pour $a=20$ m.), avec variations erratiques et maxima locaux dépassant 900 ohms-m. On entre indubitablement dans la zone des calcaires encaissants. On sait par la prospection et l'exploitation que ceux-ci présentent une surface très irrégulière, sillonnée de crêtes et de dépressions étroites. De ce fait, l'épaisseur de recouvrement varie rapidement et irrégulièrement, d'où des variations brutales dans la résistivité apparente mesurée à l'aplomb des calcaires.

Les mêmes irrégularités se présentent évidemment près du contact yellow-ground-calcaire. De plus cette surface de contact n'est pas nécessairement verticale et, plus probablement, présente localement une forme en champignon par suite de phénomènes de glissement vers l'aval.

A cause de cette situation, il n'était pas possible, sans mesures très serrées, d'interpréter mathématiquement les profils afin de fixer avec précision leur intersection avec les limites du massif de yellow-ground. Cependant certains profils présentent un ressaut suffisamment brusque pour permettre de fixer l'emplacement de la limite à moins de 20 mètres près. D'autres présentent une allure moins franche d'où un certain "flottement" quant à la situation de la limite cherchée. C'est le cas pour l'extrémité N du profil 12 et pour l'extrémité S des profils 13 et 18. Ces derniers ont été doublés de profils pour $a=40$ m., sans que l'indétermination ait peut-être entièrement levée.

Nous avons estimé, par comparaison, que la ligne d'équi-résistivité $\rho_a=250$ ohms m. (pour $a=20$ m.) doit délimiter approximativement l'extension du yellow-ground. Cette ligne, représentée en traits

* En marche continue (long profils) et en terrain facile (brousse et savane boisée), nous avons pu soutenir une vitesse d'avancement de 800 m. à l'heure (stations tous les 20 m.), en utilisant une équipe de noirs peu entraînés.

interrompus par la Fig. 1, délimite une surface de forme ovale mesurant environ 15 hectares de superficie.

Il est à remarquer que toutes les stations situées à l'intérieur de ce contour ont donné des résistivités inférieures à 250 ohms-m. Inversement, les stations extérieures ont quasi toutes donné des valeurs nettement supérieures.

Malgré les incertitudes signalées, le levé électrique établissait l'existence d'un pipe de kimberlite diamantifère de grande dimension et permettait de guider efficacement la prospection ultérieure par puits, sondages et galeries.

La répartition géographique des éluvions diamantifères indiquait l'existence d'au moins un autre pipe situé à l'Ouest du premier.

VÉRIFICATIONS PAR PUITS

Depuis Novembre 1946, époque de la découverte, une série de puits de contrôle et d'évaluation ont été exécutés.

La Fig. 1 représente la situation en mai 1948. Une figuration distincte de ces puits, suivant la roche atteinte, permet de juger de la correspondance avec les prévisions géophysiques.*

Cette correspondance est en général satisfaisante, particulièrement dans le secteur SW à NW, ainsi qu'au SE.

Mais il y a un certain "décalage" aux extrémités N et S de l'ellipse dessinée par le contour de la kimberlite.

A l'extrémité Sud des profils 18-19, nous avons d'ailleurs signalé un "flottement" dans les valeurs des résistivités. Elles y sont influencées par l'existence d'une tête de ravin dévalant vers la rivière Bushimaïe. Le décalage de la limite réelle par rapport à la limite prévue n'est, au plus, que de 40 mètres.

La discordance semble un peu plus forte à l'extrémité Nord, de part et d'autre du profil 12. Celui-ci marque d'ailleurs une "hésitation," la résistivité 250 revenant deux fois à l'extérieur du contour proposé. Le temps nous avait manqué pour faire à cet endroit un profil à profondeur d'exploration plus forte ($a=40$ m.).

Du côté Est, la prospection par puits n'est pas assez avancée pour pouvoir juger de la valeur du contour prévu. Un puits (marqué?) a touché du grès sous une mince couche de yellow-ground. Il peut s'agir d'un "floating reef," bloc de grès englobé dans la brèche kimberlitique.

La périphérie du pipe ne sera connue dans tous ses détails que lorsque l'exploitation aura décapé la couverture sableuse épaisse de 8 à 16 mètres.

CONCLUSIONS

La détection et la délimitation géophysiques d'un pipe de kimberlite caché sous un recouvrement sableux ne présentent pas de difficultés dans la situation géologique particulière de la région de Bakwanga. La forte différence de résistivité électrique entre le "yellow-ground" et les roches encaissantes (calcaires) commande l'utilisation d'une méthode électrique.

Dans d'autres régions, on ne peut compter sur un tel contraste électrique. C'est le cas notamment pour les pipes encaissés dans des schistes ou roches du socle métamorphique. Dans ce cas, il faudra probablement faire appel aux méthodes gravimétriques ou magnétiques.

Il est évident que les méthodes géophysiques ne peuvent économiquement intervenir que lorsque la prospection purement géologique aura abouti à discerner un "centre de dispersion" du diamant, c'est à dire aura fortement restreint la zone favorable à explorer en détail par les moyens du géophysicien. Il est inutile de rechercher la source primaire de diamant d'alluvions, tant que celles-ci ne contiennent pas trace des minéraux lourds caractéristiques qui accompagnent le diamant dans les kimberlites et leurs faciès d'altération.

* Les puits arrêtés prématurément par un niveau aquifère doivent être considérés comme placés sur le yellow-ground.

PART V: GEOLOGICAL RESULTS OF APPLIED GEOPHYSICS

RÉFÉRENCES

- DE MAGNÉE, I. 1945. Les méthodes d'exploration géophysiques et le laboratoire de géologie. *Bull. Soc. belge Géol.* t. liii, fasc. 3.
- 1947. Présence de Kimberlite dans la zone diamantifère de Bakwanga (Kasaï, Congo belge). *Bull. Soc. belge Géol.*, t. lvi, f. 1-2, pp. 97-108.
- POLINARD, E. 1923-1924. Constitution géologique des régions de la Bushimaïe et de la Lubi. *Ann. Soc. Géol. de Belgique, Public. relatives au Congo belge*, t. xlviii, pp. 41-123.
- 1930. Les gisements diamantifères des collines de Bakwanga-Divindji sur la Bushimaïe. *Congrès intern. des Mines, de la Métallurgie et de la Géologie appliquée, VI^e Session, Liège, Section de Géologie*, pp. 25-42.
- VERHOOGEN, J. 1938. Les Pipes de Kimberlite du Katanga. *Comité Spécial du Katanga, Ann. du Service des Mines*, t. ix, pp. 1-46.

DISCUSSION

J. J. BREUSSE dit que les faibles valeurs des résistivités à faible profondeur d'investigation obtenues sur le pipe de kimberlite paraissaient avoir été accentuées par la présence d'un niveau aquifère à la partie supérieure du pipe constituée par la kimberlite décomposée. On pouvait se demander si en profondeur, la roche éruptive non altérée n'était pas plus résistante. En conséquence, ne pourrait-on pas obtenir des résultats plus généraux s'appliquant dans tous les cas en exécutant des mesures de résistivité à 200 ou 300 m. de profondeur. Alors, le pipe apparaîtrait en résistant au milieu des calcaires à 300-800 ohm.m.

A. DE LA O. CARRENO suggested that, as the potential-drop-ratio method of electrical prospecting was a sensitive technique, its application to the present problem would have been advantageous.

G. L. PAVER outlined some experiences gained during a similar survey in S. Africa. The country rock in this case was Dwyka shales and all the resistivities were low. Using an electrode separation of 150 feet the shale resistivity ranged from 1200-1500 ohm.cm., and that of the decomposed "yellow-ground" from 300-500 ohm.cm. Much higher values, up to 10,000 ohm.cm. were associated with dolerite intrusions. The survey outlined successfully a low resistivity zone attributed to a kimberlite fissure. The use of deep-measurements for the location of the high resistivity "blue ground" is difficult because of the shielding of the low resistivity surface layer and, also, because the lateral spread of the current introduces complications in the interpretation.

En réponse, I. DE MAGNÉE dit que la faible résistivité du "yellow-ground" était, en effet, due en partie à la présence d'eau. Il ne pensait pas qu'une exploration à grande profondeur de pénétration puisse conduire à la découverte de pipes de kimberlite. Dans ce cas, le volume de terrain qu'il était nécessaire de faire intervenir dans chaque mesure serait trop grand par rapport au volume normal d'un pipe. Les indications ainsi obtenues ne seraient pas assez nettes pour justifier les observations. Quant à la méthode "potential-drop-ratio," elle donnerait probablement des résultats satisfaisants. Elle n'a pas été appliquée parce que les profils de résistivité donnaient une image suffisamment nette et précise.

GEOLOGICAL RESULTS OF GEOPHYSICAL PROSPECTING IN THE DISCOVERY OF THE ODENDAALSRUST GOLDFIELDS IN THE ORANGE FREE STATE OF THE UNION OF SOUTH AFRICA

By A. FROST and O. WEISS

South Africa

ABSTRACT

The discovery of the new goldfields of the Orange Free State was the outcome of systematic geophysical prospecting which led to drilling on the farm St. Helena near the village of Odendaalsrust. The first diamond drill hole was located on a gravity anomaly determined by torsion balance measurements. This hole intersected Witwatersrand Quartzites at the shallow depth of about 900 feet. Encouraged by this result intensive geophysical work and drilling commenced in the surrounding areas. Over 300 deep diamond drill holes have now been completed of the average depth of about 5,000 feet each, resulting in discoveries of gold-bearing conglomerates and carbon reefs with possibilities for the establishment of about eleven new important gold mines.

The possibilities and limitations of the geophysical prospecting methods are reviewed in the light of the geological results.

CONSTITUTION GÉOLOGIQUE DES DÉPRESSIONS PÉRIALPINES DE LA SAÔNE ET DU RHÔNE, D'APRÈS LA PROSPECTION GÉOPHYSIQUE

Par Jean GOGUEL

France

ABSTRACT

Une prospection géophysique comportant simultanément un levé gravimétrique, une campagne tellurique et une trentaine de grands sondages électriques, a porté sur les plaines drainées par la Saône et le Rhône, de Vesoul à la Drôme, où n'affleurent que le Miocène et le Pliocène.

Il a ainsi été possible de préciser le tracé des failles d'effondrement, de localiser des fosses de subsidence dans lesquelles l'Oligocène atteint une grande épaisseur et de suivre les variations de faciès de celui-ci, caractérisées par des influences saumâtres au sud, et le développement de calcaires lacustres ou de conglomérats au Nord.

Certaines anomalies gravimétriques permettent de préciser la forme du bassin houiller du Bas-Dauphiné et de formuler une hypothèse sur l'allure des synclinaux permo-carbonifères qui seraient situés plus au Nord, sous la Bresse et la bordure du Jura, et dont l'un a été touché par sondage près de Lons-le-Saunier.

D'autres anomalies suggèrent des injections très profondes de roches lourdes, que rien n'indique en surface.

La disposition des bassins tertiaires ainsi mis en évidence montre qu'ils ont constitué des obstacles, qu'ont évité les plis du Jura et des chaînes subalpines, comme si les sédiments correspondants manquaient de plasticité.

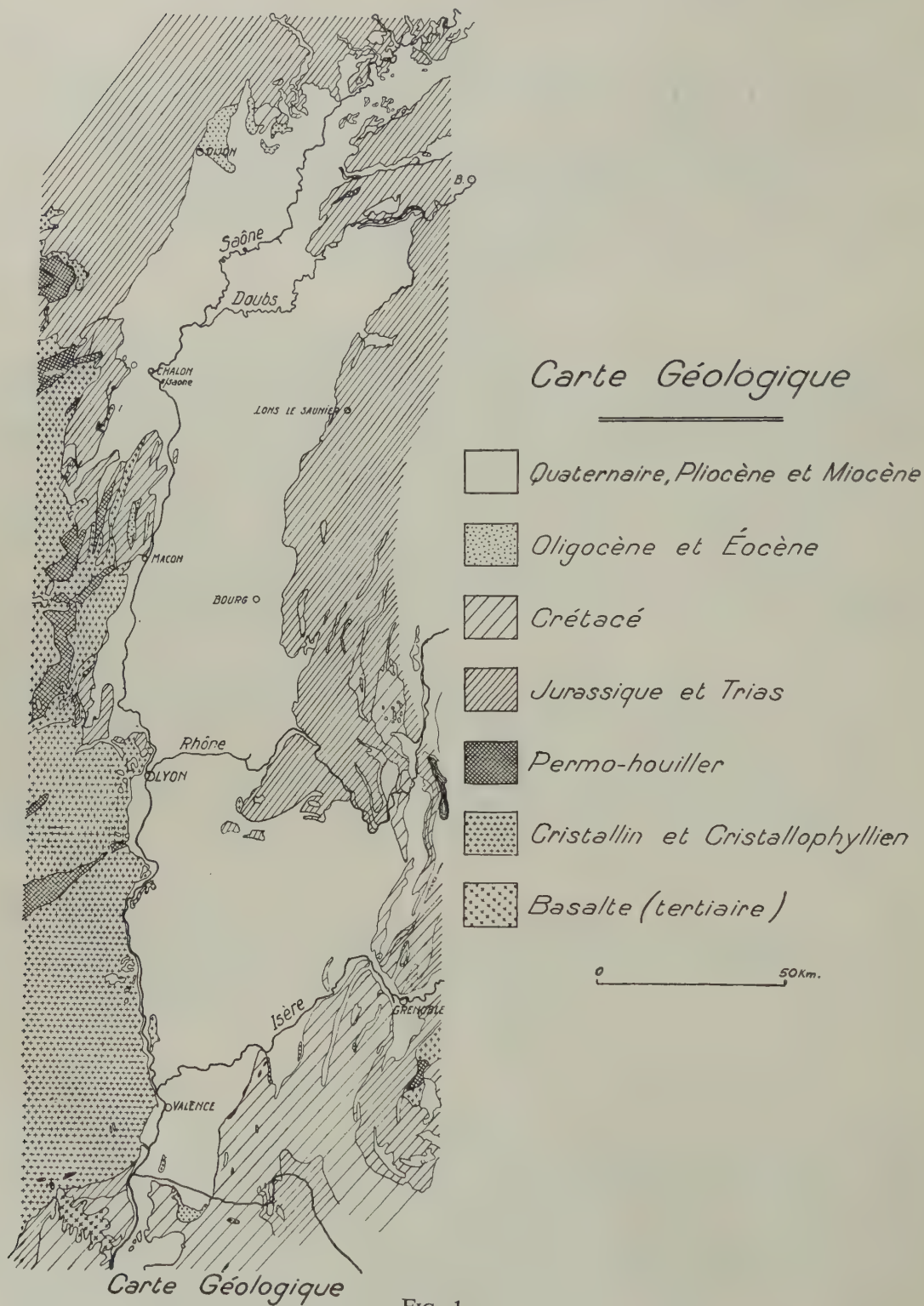
L'UN des objectifs assignés au Bureau des Recherches Géologiques et Géophysiques était d'appliquer la géophysique à l'étude de la géologie régionale, pour préciser le cadre dans lequel devaient se situer les recherches ultérieures, soit par sondages, soit par la géophysique, si son emploi s'avère encore nécessaire pour préciser certains détails.

La première région étudiée a été la dépression, drainée par la Saône et le Rhône, qui sépare les chaînes subalpines et le Jura, à l'Est, du Massif Central et de sa couverture jurassique. Il y a là, en effet, une zone longue de 300 km, large de 50 en moyenne, dans laquelle on n'observe que des terrains miocènes ou pliocènes subhorizontaux, qui masquent certainement une géologie profonde très complexe.

On pouvait, au sujet de cette géologie profonde, se poser des questions très diverses : pour le tertiaire, épaisseur des recouvrements miocènes et pliocènes, et surtout nature, épaisseur et localisation des bassins oligocènes. Pour le secondaire, limite d'extension, limites des faciès, existence éventuelle de plis enfouis. Et enfin, pour le socle paléozoïque, composition (en particulier, présence éventuelle de Houiller) et forme. La réponse à certaines au moins de ces questions constituait un préambule indispensable à toute recherche minière ou pétrolière.

Etant donnée la complexité du problème, on a employé simultanément deux méthodes, un levé gravimétrique et une prospection électrotellurique, qui ont été confiés à la Compagnie Générale de Géophysique. La prospection gravimétrique a été effectuée au gravimètre Thyssen, avec 1 station par 7 km²; ses résultats ont été rattachés au réseau des stations géodésiques du R. P. Lejay, puis directement à l'Observatoire de Paris. Certains détails ont été précisés par des levés à la balance de torsion, exécutés par M. Laugel, chef du service géophysique des Mines Domaniales de Potasse.

L'emploi de la méthode tellurique a permis la mise au point d'un procédé nouveau, qui s'est révélé extrêmement intéressant comme méthode de reconnaissance. Il est fondé sur la comparaison, aux différentes stations, des variations spontanées du champ tellurique, d'autant plus faible que l'ensemble des terrains sédimentaires est plus conducteur. La prospection tellurique a été complétée par l'exécution



Géologie profonde d'après la Géophysique

- Anticlinal secondaire masqué
- Faille (les crans désignent la lèvre abaissée)
- Anomalie lourde profonde
- //// Synclinal Permo-carbonifère
- Oligocène très développé
- Oligocène moyennement développé
- == Calcaires lacustres dans l'Oligocène supérieur
- Limite du Tertiaire en affleurement

0 50 Km.



FIG. 2.



FIG. 3.

de 32 sondages électriques en grande ligne (4 à 25 km) et des sondages paramétriques en lignes courtes, destinés à préciser les résistivités des différents terrains.

La comparaison se fait par l'intermédiaire de bases qui sont directement raccordées les unes aux autres. Elle fait intervenir non seulement l'intensité, mais la direction du champ électrique. La carte ci-contre donne ses valeurs. Son résultat s'exprime par les quatre composantes d'un tenseur, mais il est commode de former un scalaire dont les valeurs relatives sont indépendantes de la base choisie, qui est le *rapport des aires*. Il représente la surface de l'ellipse que décrirait l'extrémité du vecteur champ, si le champ à la base décrirait un cercle de surface unité.

Les résistivités trouvées, exprimées en ohm. pour un mètre de longueur et un mètre carré de section, ont été de 40 à 60 ohm.mètre pour le Miocène marin (mollasse marneuse), de 6 à 15 ohm.m. pour des marnes oligocènes lacustres (mais jusqu'à 3000 ohm.m. pour un banc de calcaire lacustre silicifié) à Crest, 25 à 30 ohm.m. pour les marnes au Nord de Dijon et une centaine d'ohm.mètre pour des calcaires lacustres de la même région.

Les marnes du Crétacé ont donné 14 ohm.m. pour l'Aptien, 35-40 pour le Valanginien, 18 pour le Gault; les marnes du Toarcien ont donné 40 à 45 ohm.m., celles du Keuper 16 ohm.m., et celles du Permien 38 ohm.m.

Les calcaires du secondaire donnent des valeurs beaucoup plus élevées, s'échelonnant de 100 à 200 ohm.m. pour le Sénonien, jusqu'à 1000 ou 2000 ohm.m. pour les calcaires oolithiques massifs du Bathonien. Il n'a pas été fait de mesures sur les affleurements de roches cristallines. Ces mesures ont été effectuées de 1941 à 1945, malgré de difficultés dues aux circonstances.

Les figures ci-contre résument les données géophysiques essentielles qui résultent des mesures, et qui se traduisent par le tracé des courbes d'égale anomalie de la pesanteur, et par celui des courbes d'égales valeurs du tenseur tellurique. Sur

cette dernière carte, on a indiqué, de plus, l'emplacement des sondages électriques.

Dans l'interprétation de la carte gravimétrique, il ne faut pas perdre de vue que, aux anomalies dues à la structure géologique, se superposent celles, plus amples mais à variations beaucoup plus lentes, qui tiennent à l'existence sous les Alpes d'un déficit de densité, par lequel se fait la compensation isostatique du relief.

Nous allons passer en revue rapidement les indications sur la géologie profonde que l'on peut déduire de ces données géophysiques.

Comme nous l'avons indiqué, Miocène et Pliocène couvrent en affleurement la quasi-totalité de la région étudiée. Au point de vue électrique, ils sont caractérisés par une résistivité de 40 à 60 ohm.m. Leur épaisseur est, d'après les sondages électriques, de 200 à 300 m., avec un maximum atteignant 500 m. dans le Bas-Dauphiné, au nord de l'Isère. Mais il est difficile d'accorder une entière confiance à ces indications, car rien n'exclut que la partie supérieure de l'Oligocène ne présente localement une résistance voisine de celle du Miocène et ne se confonde électriquement avec lui.

Mais dans l'ensemble, la résistance électrique de l'Oligocène est beaucoup plus basse; elle descend par place, en particulier dans le Sud, près de Valence, à 2 ohm.m., ce qui ne peut guère correspondre qu'à des marnes salées, traduisant des influences saumâtres. Ces influences restent d'ailleurs localisées, et les variations de la résistivité électrique permettent de suivre le passage progressif au faciès lacustre, qu'un petit nombre d'affleurements permettent d'observer sur le bord des bassins. Suivant l'axe de la Bresse, on suit très nettement ce passage, les influences saumâtres s'exerçant du côté méridional. Lorsqu'on peut mettre en évidence une variation suivant la verticale, la base de l'Oligocène est toujours plus conductrice que sa partie supérieure. En particulier, dans le Nord de la Bresse, la résistivité électrique de l'Oligocène supérieur augmente beaucoup, jusqu'à atteindre plusieurs centaines d'ohm.m.; ceci semble traduire l'apparition de calcaires lacustres, pouvant atteindre plusieurs



centaines de mètres d'épaisseur, dans l'Oligocène supérieur. Ces calcaires ont d'ailleurs été traversés vers le bord de la zone où la géophysique indique leur existence, par les sondages de Vincelles et de Ratte, à l'Ouest de Lons-le-Saunier.

En dehors de ses propriétés électriques si différenciées, l'Oligocène est caractérisé par une densité relativement basse, d'ailleurs essentiellement fonction du faciès (2,2 pour les marnes ou les grès, 2,6 pour les calcaires lacustres compacts et les conglomérats). Sa localisation est donc nettement mise en évidence par la gravimétrie. On constate ainsi qu'il ne constitue pas une nappe uniforme sous le Miocène, mais présente de très grosses variations d'épaisseur et s'accumule dans un certain nombre de bassins localisés, dont les bords sont parfois tellement abrupts, qu'ils paraissent correspondre à des failles.

Tel est le cas, en particulier, pour le bassin situé au Nord de Valence, large de 15 à 20 km seulement et qui s'allonge sur 60 km du Nord au Sud, exactement en bordure des terrains cristallins du Massif Central. Il est occupé sur une épaisseur difficile à chiffrer, mais sans doute comprise entre 1000 et 2000 m., par un Oligocène généralement très conducteur, surtout au Sud, avec intercalation par place de bancs isolants (gypse, calcaire ou sel?). Il est très vraisemblable que les failles qui le limitent sont contemporaines de la sédimentation et traduisent une forme spéciale de subsidence, d'ailleurs connue également dans d'autres bassins Oligocènes (Limagne, fossé Rhénan).

L'Oligocène semble manquer immédiatement à l'Est de ce bassin, mais il s'étend plus au Nord, avec une épaisseur un peu moins forte.

Si l'on se dirige de là vers l'Est, on atteint au pied des chaînons par lesquels le Jura se raccorde aux massifs subalpins de la Grande Chartreuse et du Vercors, une région assez complexe dont la structure ne peut être considérée comme entièrement élucidée. On peut y suivre un anticlinal, prolongeant l'un des plis du Vercors, et complètement enfoui sous le Miocène, sans doute après avoir subi une forte érosion. Ce pli se raccorderait d'autre part aux anticlinaux les plus méridionaux du Jura, dans la boucle du Rhône. Il semble exister de plus, dans la région du Pont de Beauvoisin, un bassin tertiaire assez profond, vraisemblablement rempli de dépôts oligocènes, masqués par le Miocène qui les a débordés de toute part.

Il est impossible de fixer les limites et les variations de faciès des dépôts oligocènes qui peuvent exister entre ce bassin du Pont de Beauvoisin, et la région située au nord du bassin de Valence. Il n'y existe sans doute pas de dépôts saumâtres, mais la gravimétrie suggère l'existence de petits affaissements localisés.

Au Nord de cette région, la géophysique met très nettement en évidence l'existence d'un seuil reliant le Massif Central au socle cristallin de l'Ile Crémieux, et par là à celui du Jura. Le long de ce seuil, situé à 20 ou 25 km au Sud de Lyon, le cristallin ne se trouve guère qu'à quelques centaines de mètres de profondeur.

Le flanc nord de ce seuil est assez bien connu grâce aux sondages exécutés autrefois pour la recherche du bassin houiller du Bas-Dauphiné, prolongement de celui de St Etienne. L'épaisseur des dépôts oligocènes augmente vers le Nord pour approcher de 3000 m dans la région de Bourg, au centre de la Bresse. La couverture Miocène, au contraire, se réduit progressivement, relayée vers le Nord par le Pliocène lacustre.

Comme dans la région plus méridionale, c'est au Sud que les assises oligocènes présentent la plus faible résistance électrique, surtout à leur partie inférieure et cela traduit vraisemblablement des influences saumâtres. D'autre part, comme nous l'avons déjà signalé, on voit, au Nord de la Bresse et à l'approche de Dijon, apparaître à la partie supérieure de l'Oligocène, des assises très résistantes, correspondant très vraisemblablement à des calcaires lacustres massifs.

Le grand bassin sédimentaire de la Bresse présente une forme assez complexe: il est séparé du Jura par de grandes failles, atteignant plusieurs milliers de mètres de rejet; ces failles ne sont d'ailleurs pas simples, et l'on peut parfois reconnaître que plusieurs failles se relaient. Vers le Sud, ces failles s'atténuent et disparaissent à une vingtaine de kilomètres du Rhône.

La gravimétrie, qui met très nettement en évidence ces failles, montre qu'elles n'ont pas d'équivalent sur l'autre bord du bassin. Par place, il semble que le socle jurassique s'abaisse progressivement de l'Ouest vers l'Est. Il existe cependant tout un réseau de failles, tant là où affleurent Cristallin et Jurassique, que sous le bassin tertiaire, où seule la géophysique les met en évidence. Bien que les plus importantes présentent un regard ouest, elles déterminent un certain nombre de compartiments longitudinaux.

Par exemple, l'axe du Limonest, qui correspond aux collines situées immédiatement au N.W. de Lyon, se prolonge sur une vingtaine de kilomètres au moins sous la Bresse.

Mais c'est surtout plus au Nord, entre Chalon et Dôle, que cette disposition est bien marquée. La partie septentrionale de la Bresse, est en effet divisée en deux bassins, dont le plus oriental seul prolonge la Bresse méridionale. Le second bassin, qui s'étend de Dijon à Chalon, est séparé du précédent par une bande allant des affleurements jurassiques de Sennecy à ceux de Dôle, et le long de laquelle la géophysique indique nettement que le socle jurassique (ou peut-être cristallin) se trouve à une profondeur relativement faible sous la couverture uniforme de sédiments pliocènes. La structure de ce seuil paraît d'ailleurs assez complexe et il semble, d'après la gravimétrie, qu'il comporte au moins deux failles longitudinales avec peut-être certaines dislocations transversales.

La limite orientale du bassin de Dijon-Châlon est formée par la faille de la Côte d'Or, dont l'existence, évidente d'après la morphologie, est confirmée par la gravimétrie. Comme nous l'avons déjà indiqué, ce bassin est caractérisé par le développement à la partie supérieure de l'Oligocène, des calcaires lacustres qui affleurent d'ailleurs près de Dijon.

Les méthodes électriques nous renseignent surtout sur les terrains tertiaires qui sont dans l'ensemble plus conducteurs que le Secondaire, essentiellement calcaire et surtout beaucoup plus conducteurs que le socle paléozoïque et cristallin. Les indications que nous venons de donner sur la répartition et les faciès du Tertiaire résultent d'une comparaison entre les données électriques et gravimétriques.

La gravimétrie, elle, est sensible aux différences de densité de terrains même beaucoup plus profonds. Il est donc naturel de chercher en dessous du remplissage tertiaire l'explication de certaines particularités mises en évidence par la gravimétrie et dont les mesures électriques ne montrent pas trace.

En particulier, la gravimétrie indique une sorte de segmentation longitudinale de la Bresse, avec alternance de bandes transversales plus légères et plus lourdes. Bien que la prospection n'ait pas été poussée très loin sur la bordure du Jura, on y retrouve, en dehors du bassin tertiaire, une alternance très analogue, entre zones lourdes et légères qui correspondent à peu près à celles de la Bresse. A titre de comparaison, on a exécuté un profil en bande à travers les bassins permo-houillers de Blanzky-Creusot et d'Autun, profil qui a mis en évidence une anomalie négative de 5 à 10 milligals à leur traversée.

On peut donc, à titre d'hypothèse, rapporter les bandes légères qui traversent la Bresse et atteignent le Jura, à des synclinaux houillers ou permo-houillers plus ou moins analogues à ceux de Blanzky et du Creusot. Cette hypothèse se trouve confirmée par la rencontre du terrain houiller à 700 m de profondeur, par le sondage de Revigny, près Lons-le-Saunier, dans la bordure du Jura, précisément dans le prolongement de l'une des bandes légères.

A l'extrémité méridionale de la Bresse, le Houiller est d'ailleurs connu, par toute une série d'anciens sondages, dans le prolongement du bassin de St Etienne. La comparaison des coupes de ces sondages avec les indications de la gravimétrie a permis de préciser la forme des limites de ce bassin et en particulier de mettre en évidence la présence de certaines failles; ces indications complémentaires seront très précieuses le jour où l'on passera à l'exploitation de ce bassin.

On relève encore, sur la carte gravimétrique, des taches lourdes, assez étendues, et dont la cause peut par conséquent être assez profonde, et qui paraissent sans rapport avec ce que l'on sait de la géologie. Elles ne placent respectivement autour de Gray, à l'W de Besançon, et à l'W de Lyon. On ne peut guère tenter de les expliquer que par la présence, en profondeur, d'injections de roches basiques

lourdes, dont les dimensions se chiffrent par kilomètres dans tous les sens et dont rien n'indiquait jusqu'à présent l'existence. Ces anomalies fournissent la preuve d'irrégularités relativement profondes (5-10 km) de la constitution de l'écorce cristalline sur lesquelles nous ne possédons aucune autre indication.

Bien qu'il n'ait pas été effectué de prospection magnétique particulière, il convient de noter que le réseau magnétique français n'indique aucune anomalie qui leur corresponde. Pour deux de ces anomalies, celle du Lyonnais et celle de Besançon, on peut remarquer qu'elles se placent dans des compartiments restés en relief, et qui semblent avoir échappé aux effondrements oligocènes.

Mais il n'en est pas de même pour l'anomalie de Gray.

En dehors des indications sur les synclinaux permo-houillers qui présentent un intérêt pratique en ce qui concerne le Bas-Dauphiné et les recherches dans la bordure du Jura (sous la Bresse, le Houiller serait beaucoup trop profond pour être jamais exploitable), les résultats essentiels de cette campagne géophysique concernent donc la répartition et l'allure générale des variations de faciès de l'Oligocène, occupant une série de fossés d'effondrement plus ou moins individualisés dont on trouve d'ailleurs nombre d'autres exemples dans l'avant-pays alpin.

Ces données nouvelles jettent quelques lueurs sur le problème des relations entre les Alpes et le Jura. On sait que dans ce dernier comme dans les chaînes subalpines, la série secondaire constitue seule les anticlinaux; on peut donc admettre qu'elle a glissé sur un socle paléozoïque ou cristallin, resté inaltéré. L'étude attentive de la forme des plis et de l'épaisseur des couches permet de se faire une idée sur la profondeur de ce socle, qui dans le Jura se relève progressivement de l'Est vers l'Ouest.

Les résultats de la géophysique viennent compléter ces indications en ce qui concerne les bassins tertiaires. En partant de la Bresse où le socle se trouve profondément déprimé, on voit celui-ci remonter brusquement dès la bordure du Jura, et dans le seuil situé au sud du bassin houiller du Bas-Dauphiné. Plus au Nord, le massif de la Serre appartient à la partie relevée du socle qui présente à sa hauteur une sorte de promontoire vers l'Ouest.

Puis le socle s'abaisse progressivement vers l'Est et le Sud-Est, et il est certainement très profond sous la plaine suisse. Dans le Dauphiné, la géophysique a montré un autre bassin d'effondrement dans la région de Valence, à l'Est duquel le socle se relève considérablement dans le Vercors.

A une exception près, les plis du secondaire restent confinés sur les compartiments relativement élevés du socle dans des zones où l'Oligocène manque en général et où le Miocène que l'on peut étudier dans les synclinaux reste très peu épais. Or, la formation de ces plis est postérieure à ces dépôts. Il semble donc que les formations épaisses de l'Oligocène et du Miocène présentent une résistance particulière au plissement. La seule exception est constituée par les plis qui environnent le Lac du Bourget, dans lesquels les axes secondaires des anticlinaux sont revêtus par une épaisse couverture tertiaire.

L'idée que les sédiments tertiaires offrent une résistance particulière au plissement peut paraître



FIG. 5.—Schéma des rapports entre le Jura et les Chaînes sub-alpines.

Les parties élevées du socle ont été indiquées par des hachures et les bassins tertiaires (Oligocène et Miocène) par des points.

choquante, car nous sommes habitués à ne les voir opposer qu'une faible résistance à l'érosion. Mais, en profondeur, soumis à une pression s'exerçant de toutes parts, la résistance des roches est très différente de ce qu'elle est à l'air libre. Certains modes de déformation (mâcles, glissements, dissolution et cristallisation) peuvent jouer un rôle important pour des calcaires purs, qui offrent vis-à-vis de l'érosion une résistance notable. A l'opposé, des roches détritiques, telles qu'un sable ou un conglomérat dont les éléments sont facilement dissociés par les eaux courantes, ne peuvent pas, en profondeur, se déformer par déplacement mutuel de leurs éléments: il n'est pas rare de trouver des échantillons qui montrent que la déformation d'un conglomérat s'est faite par écrasement des galets. De là résulte que les régions où des deltas ont accumulé quelques centaines de mètres (parfois plus de mille mètres) de conglomérats dans le Miocène supérieur, se comportent comme des obstacles à la propagation des plis: tel est le cas entre Lyon et Grenoble.

Au moment du dernier paroxysme alpin, à la fin du Miocène, les bassins où s'étaient accumulés de grandes épaisseurs d'Oligocène et les points où s'épaississait localement la nappe des sédiments miocènes opposaient par conséquent une grande résistance au plissement. Au contraire, sur les compartiments relativement surélevés du socle, la couverture secondaire, parfois déjà amincie par l'érosion, devait se plisser facilement.

Ce plissement est particulièrement facile lorsqu'il existe, à la partie inférieure de la série secondaire, un niveau plastique qui facilite le glissement de la série sur sa base, condition nécessaire de son plissement. Tel est précisément le cas dans le Jura, grâce aux niveaux salifères du Trias. Au contraire, dans les chaînes subalpines du Vercors, de la Chartreuse et des Bauges, c'est par un glissement au niveau des marnes oxfordiennes que se sont produits les plissements. Ce second processus absorbe certainement beaucoup plus de travail que le précédent, comme le prouve le fait que, lorsque les deux niveaux plastiques existent simultanément (Alpes de Provence) c'est toujours au niveau du Trias que se produit le glissement.

Il semble que ce soit grâce à l'existence du Trias salifère que le Jura ait pu se plisser malgré la distance à laquelle il se trouvait des massifs élevés d'où provenait la poussée horizontale. Ces plissements devaient, par raison de continuité géométrique, se raccorder vers le Sud à ceux des chaînes subalpines, mais ce raccordement n'a pu se faire qu'à travers la région du Lac du Bourget, à sédimentation tertiaire relativement épaisse, par laquelle la plaine suisse communiquait au Miocène avec la vallée du Rhône. Ainsi s'expliquerait le caractère exceptionnel de ce faisceau de plis.

De l'étude détaillée des relations entre les plissements de la série secondaire et la sédimentation tertiaire, dont la géophysique nous a permis de préciser les variations, résulte donc, à l'évidence, que ce ne sont pas les massifs surélevés du socle ancien qui constituent un obstacle à la propagation des plissements, mais bien les bassins tertiaires, dans lesquels l'épaisseur des sédiments, souvent en partie détritiques, peut atteindre une épaisseur considérable.

C'est là une notion qui s'applique en d'autres points des Alpes (vallée de la Durance, plaine suisse, etc.) mais peut être de quelque utilité en d'autres régions également.

DISCUSSION

I. DE MAGNÉE a demandé s'il existait des relations connues et interprétées entre les anomalies électriques et gravimétriques d'une part et les anomalies magnétiques d'autre part.

J. WESTERVELD asked if the Permo-Carboniferous synclines, revealed by geophysical methods to exist below the Saône-Rhône valley deposits, are found at depths which would allow their exploitation by normal mining methods.

A. DEMAY a souligné l'importance des résultats exposés par le Professeur Goguel et a présenté une remarque au sujet de l'interprétation structurale qui attribue aux fosses de grande subsidence, un rôle d'arrêt ou de butée devant une chaîne plissée. L'avancée la plus grande du Jura se trouve en regard d'une zone de grande subsidence oligocène, tandis qu'aux deux extrémités, restées plus en arrière, le socle ancien de l'avant-pays est tout proche dans les Vosges et la Forêt-Noire ou, à profondeur relativement faible, parfois même en affleurement, dans la plaine de Basse Isère, à l'est de Lyon.

En réponse J. GOGUEL a dit qu'il n'a été fait qu'une prospection magnétique en détail, sur une des failles des environs de Valence, avec un résultat négatif. Le réseau magnétique français n'indiquait pas d'anomalies correspondant aux anomalies gravimétriques profondes. Les synclinaux permo-carbonifères supposés doivent se trouver, sous le bassin tertiaire de la Bresse, à une profondeur de l'ordre de 3000 m., qui interdit leur exploitation. Mais il n'en est pas de même sous la bordure du Jura, où le terrain carbonifère vient d'être effectivement atteint par sondage vers 700 m.

APPLICATION OF SEISMIC REFLECTION METHODS TO GERMAN SALT DOME STRUCTURES

By O. HEERMANN

Germany

ABSTRACT

Structural interpretations of salt domes in the northwest German Permian salt basin have been based mainly upon the results of extensive potash mining in the interior of the salt masses, and comparatively little upon the structure of the Mesozoic flanks and basins. The analysis of regional seismic reflection surveys has led to marked progress in the interpretation of the structure of salt intrusions, particularly in the northern salt dome area of increasing thickness of Cretaceous and Tertiary sediments.

The Piercement type of salt plug, and its present size and shape, are not always the result of an evolution since the first stage of salt flowage and the main phases of salt movement indicated in the Upper Jurassic, Lower Cretaceous, and Senonian unconformities.

Anticlinal and synclinal types of salt structures are discussed. Tensional and compressional types of salt intrusions alternate in the history of the individual salt structures.

Seismic reflection investigations in the basins between the salt domes indicated the pre-Cretaceous and pre-Senonian stages of the evolution of the salt domes and their position within the Saxonian folding. Later movement of salt structures, recent alignment and shape of shallow salt plugs, are partly independent of basement salt structures.

POTASH mining in the northwest German Permian salt bodies has supplied a great deal of information on the internal structure of intrusive salt masses. Since 1910, the question of the inception of salt flowage and the growth of salt structures has been discussed without bringing that problem to a satisfactory solution. The generally held conception of the tectonic nature of forces, causing the flowage of salt into the salt structures—salt anticlines or salt plugs—due to the greater mobility of the salt as compared with the basement and overburden sediments (Stille, 1917, 1925, 1932) has been contradicted by the supposition of overburden pressure as the main cause for the flowage of salt into tensional regions (Harbort, 1910 and 1913; Woldstedt, 1927; Lotze, 1938, a.o.). These discussions have been based mainly upon the knowledge of salt structures along the southern border of the Hanover salt dome basin, where there was a reduced overburden above the Permian salt at the time of the uprise of these structures and where the Saxonian folding in the Upper Jurassic and Cretaceous has been most effective.

The progress of the exploration of the salt structures in the northern part of the salt dome basin, however, has produced more evidence which indicates gravity as a predominant motive force in the growth of the northwest German salt structures.

Since 1930 the geophysical search for structures and oil exploration drilling has considerably increased the number of known salt plugs, especially in the northern part of the salt dome basin, where there is an increased thickness of Cretaceous and Tertiary cover (Fig. 1). Drilling exploration has widely extended the knowledge of these structures with regard to their age and phases of their growth (see Geotectonic map of N.W. Germany, 1947). However, it has been only the supercap-region and the higher flanks of the structures which have been explored, the main purpose being the search for oil in the Cretaceous and Jurassic. Very few data have been obtained on the structure of the deeper flanks of the salt plugs and their downward extension into the Triassic series, which overlies the Permian salt with a thickness of up to 2,000 metres in the northern part of the salt dome basin.

Only a few wells have been located in the basin areas between the salt plugs and relatively remote from their flanks. These have indicated some structural relief which, in part at least, has been caused

by the flow of the Upper Permian salt series underlying the central Hanover basin with a primary thickness of up to more than 1,000 metres.

The application of improved reflection seismology during the past years has brought some progress in the analysis of the structural connection between the salt plugs and the basins which have been the drainage areas for the salt during the growth of the salt structures. This was made possible by the fact that good reflecting horizons in the Tertiary and Cretaceous could be followed by "continuous profiling" over long distances, and could be identified stratigraphically by well results and velocity determinations in the bore holes.

In addition to the more detailed knowledge of salt structures and salt plugs, and to deep-seated



FIG. 1.—Salt domes and anticlines in the North-west German basin.

salt domes within their Tertiary, Cretaceous, and Jurassic environment, reflection seismology has contributed new data on the structure of the lower series of the overburden sediments (Triassic and Lower Jurassic) on their flanks and, in particular, within the basins. This information has led to some considerations on the roots of the salt plugs, and on the early stages of salt dome building in the deeper and northern part of the Hanover basin and their relation with Saxonian folding.

The Upper Permian salt (Fig. 2) is overlain by a sedimentary series of Triassic and Jurassic age deposited under non-orogenic conditions. Its thickness ranges from 1,000 metres in the south to more than 3,000 metres in the north. No salt flowage is known within this period in the southern part of the salt dome basin, whereas in the north, in the area of maximum overburden thickness there are some indications of the growth of salt plugs, even to their extrusion at the surface, as early as the Middle

PART V: GEOLOGICAL RESULTS OF APPLIED GEOPHYSICS

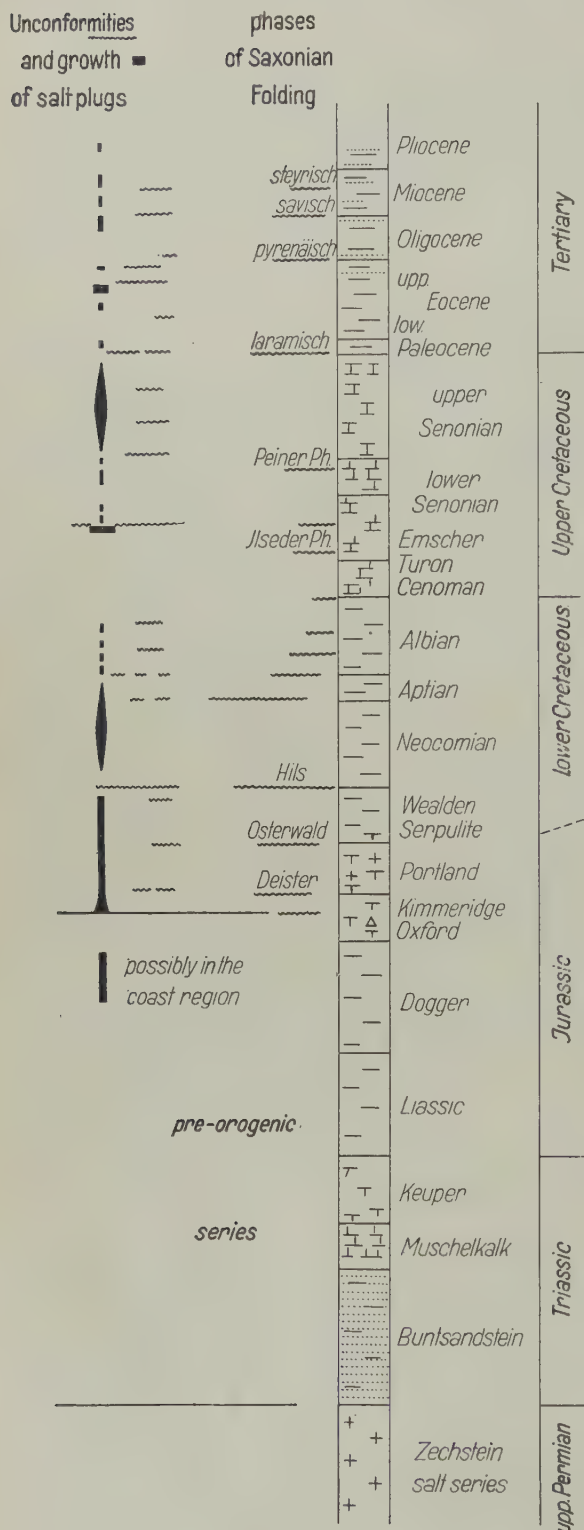


FIG. 2.

Jurassic Dogger (Ettel salt plug, southwest of Wilhelmshaven). The greatly increased sedimentation in local troughs, resulting from the Saxonian folding since Upper Jurassic times, produced a weight of overburden, which gave rise to the upward movement of the salt structures. Some of the salt domes had already reached the surface during the Upper Jurassic, and a great many of them prior to the Lower Cretaceous transgression.

The Cretaceous and Tertiary history of the evolution of salt plugs within the northern basin is somewhat similar to the growth of the Gulf coast salt domes, with upsip of the flank formations, reduction of their thickness and unconformities diminishing away from the salt structure.

Reflection seismology, however, has shown that the structural type of the Cretaceous-Tertiary evolution of doming does not, in every case, correspond to the structure of the pre-orogenic basement. Thus, it may happen, that even where the formations in the upper part of the structure are domed, the deeper pre-orogenic series have synclinal configurations. This agrees with the experience obtained during the exploration of the flanks of some salt plugs which, in spite of the structural uplift of the Tertiary and Cretaceous flanks, did not show a structural rise of the deeper Jurassic and Triassic flanks even close to the edge of the salt.

These structures are, sometimes, not unlike the salt dome models which have been produced by the experiments of Nettleton (1934) (p. 1192, Fig. 7A). The German salt domes, however, have not grown steadily. Troughs, which formed during the Saxonian folding, caused a change of overburden pressure and modified the flow of salt. The salt anticline as the primary stage of the piercement salt plug is, in many cases, more pronounced, and the collapse of the salt anticline due to the later extrusion of salt out of the anticline into the growing salt plug in its later stage of growth causes not only local peripheral troughs (rim synclines) but a real synclinal position of the salt plug.

I. AGE AND PHASES OF SALT DOME GROWTH*

The first recognizable development of salt plugs to the point of extrusion at the surface coincides with the "jung-kimmerische Phase" of the Saxonian folding (Fig. 2). A great number of salt structures, especially in the northern salt dome region, had achieved surface extrusion prior to the marine transgression of the Lower Cretaceous (Riedel, 1942). This involved a rise of the salt for distances of 1,500 to 3,000 metres.

Prior to the Saxonian folding, Triassic sediments above the Permian salt were deposited over the whole area, under uniform conditions and without any recognizable influence of flow of the salt underneath. Until the marine transgression of the Jurassic (Rhaetic-Liassic), which advanced over the whole salt dome area, the salt was covered with sediments having a thickness of about 1,000 metres at the southern border of the salt dome basin, and increasing northwards to more than 2,000 metres in the North Sea coastal area.

During the following marine sedimentation of the Jurassic, in the Liassic and especially in the Dogger, the sedimentary basin became divided by the development of local troughs of increased thickness of sedimentation. The Liassic with a normal thickness of approximately 400 metres in the southern part of the salt dome basin increases to up to more than 1,000 metres in the northern coastal area.

More local increases, up to 1,000 metres, in the thickness of the Liassic within narrow troughs are known in the southern salt dome basin (Gifhorn trough, Fig. 1). In the Middle Jurassic Dogger, the sedimentary basin is progressively more intersected by local troughs and elevated areas. The normal thickness of the Dogger, some 400 metres, was reduced to less than 250 metres in the raised regions and increases to more than 1,000 metres within local troughs (Gifhorn).

Secondary depressions within the sedimentary basin generally became more pronounced with the beginning of the Saxonian folding in Upper Jurassic, and may have been partly caused by the flow of the underlying salt from the basin into the growing salt structures.

The question whether the salt flow and the growth of salt structures was already initiated in the pre-orogenic stage of sedimentation (prior to the beginning of the Saxonian folding in Upper Jurassic) has not been definitely solved. There are, however, some indications of the growth of salt structures up to the surface during the Middle Jurassic-Dogger time. Within the area of maximum deposition of Triassic and Liassic in the North Sea coastal area, on the Etzel salt dome near Wilhelmshaven, residues of Middle Jurassic Dogger have been found in a possibly transgressive position on the cap-rock of the salt dome underneath the Lower Cretaceous transgression. This would mean that salt structures may have grown upwards, prior to the Saxonian folding, in those parts of the basin where the thickness of overburden sediments in the Middle Jurassic was sufficient for the initiation of flow. In the area around the Etzel salt dome, the thickness of the overburden might have been above 3,000 metres in the Upper Dogger time.

The dissection of the sedimentary basin by local troughs and raised regions is indicated in the Middle Jurassic, but is the dominant feature during Upper Jurassic and Lower Cretaceous sedimentation in the northwest German basin. Certain narrow troughs may have resulted, in part at least, from the flow of salt within the underlying Permian Zechstein series (Gifhorn); in principle, however, the formation of such troughs has to be interpreted as the result of downwarping associated with the Saxonian folding.

These narrow troughs have caused a considerable differential overburden pressure on the salt, resulting in the initiation or further progress of its flow.

With the end of the Jurassic, some salt domes reached the surface and were covered by transgressing sediments (Wealden). At the time of the Lower Cretaceous marine transgression (Neocomian), a

* A comprehensive review of the results of the exploration of northwest German salt domes has been given at the Petroleum meeting in Hanover 1947. The papers will be published under the title: "Erdöl und saxonische Tektonik" (in the press). For the following we refer to the paper of Roll, 1948.

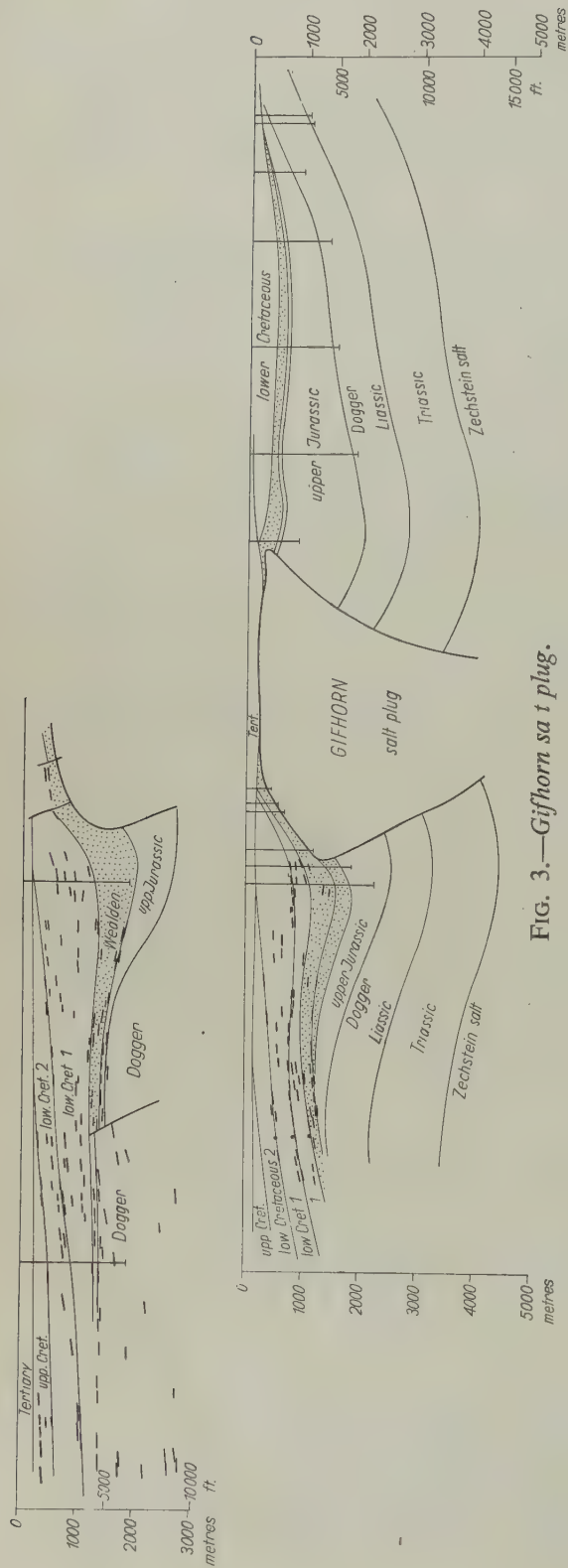


FIG. 3.—Gifhorn salt plug.

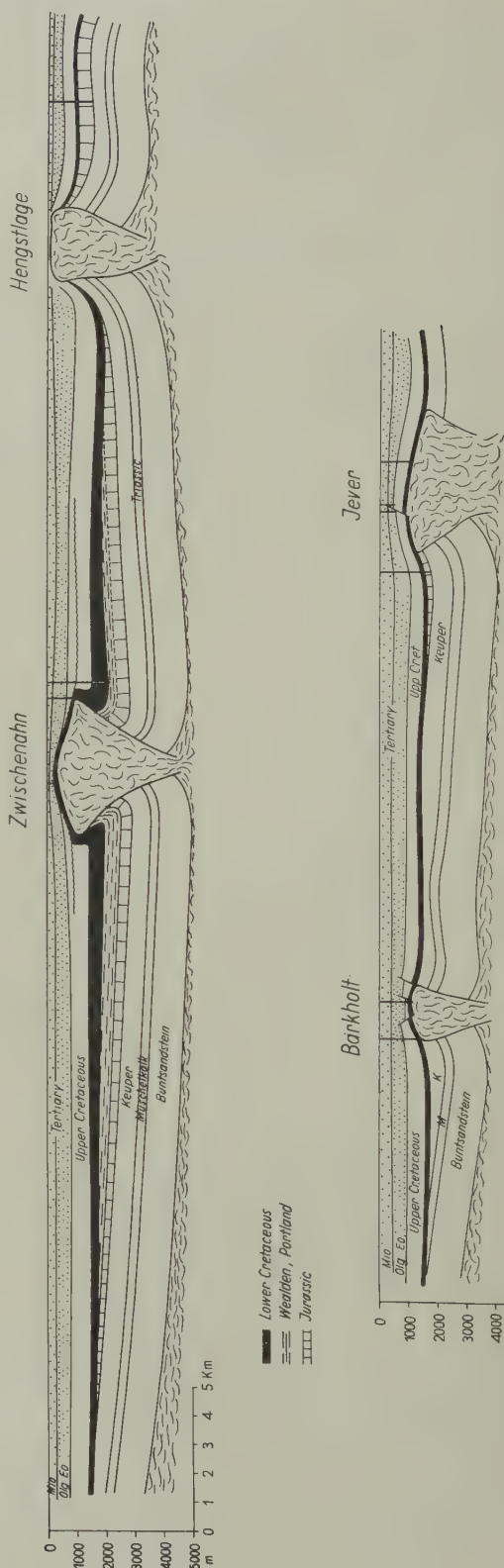


FIG. 4.—Cross sections through salt structures in the northern salt dome basin, based on reflection seismograph surveys.

great many salt domes, especially those in the northern salt dome basin, reached the surface. The Lower Cretaceous transgresses in a reduced thickness over the cap anhydrite of these salt plugs. This early arrival of salt plugs at the surface has also been noted on some of those salt structures in the southern part of the salt basin, where there are troughs of unusual thicknesses of the pre-Cretaceous overburden sediments.

The extrusive salt plugs of the Jurassic were again buried by Cretaceous and Tertiary sediments. The thickness of these series ranges up to more than 3,000 metres in the basins. The last phases of salt dome growth during Upper Cretaceous and Tertiary, and structures, resulting from the flow of salt from the basins into the salt structures, such as rim synclines and residual highs, have been very clearly detected with reflection seismology. In the northern part of the salt dome basin, with its greater thickness of Upper Cretaceous and Tertiary, the further growth of the salt plugs after that pre-Cretaceous stage is closely similar to the growth of salt plugs of the Gulf Coast type, though the periodical upward movements of the salt seem to be more pronounced in the German domes (Fig. 2). The coincidence in the phases of the rise of the salt structures and the phases of the Saxonian folding is evident. However, not every phase of growth shown in Fig. 2 has been active on each salt plug. There is considerable variation of the intensity of growth in different parts of the basin, even in neighbouring salt structures and, in individual structures, along tectonic trend lines. There is some causal connection between the Saxonian folding and the growth of salt domes. The question is, whether tangential forces, resulting from the Saxonian orogeny since Upper Jurassic, are the dominant factors causing the rise of the salt plugs (Stille, 1917, 1925, 1932), or whether the formation of troughs within the Saxonian folding, and the variation of overburden pressures and horizontal pressure gradients in the salt, initiate the new phase of salt flow.

II. RESULTS OF REFLECTION SEISMOLOGY IN THE INVESTIGATION OF THE ROOT OF SALT PLUGS

The application of reflection seismology to the investigation of salt domes has extended our knowledge of the location and size of troughs and structural highs formed within the salt dome area since the Upper Jurassic, and has contributed some new data to the knowledge of the structure of the lower pre-Saxonian base of the overburden.

Seismic reflection surveys on some salt domes show a discrepancy between the structural position of the upper part of the salt domes and their roots within the pre-orogenic series of the overburden sediments of the Permian salt layer. The doming by the salt plug of the Cretaceous and Tertiary surroundings is dominant, although local rim synclines are present. On the contrary, seismic reflection results on some salt domes indicate a more or less horizontal position of the deeper flank formations within the pre-orogenic Lower Jurassic-Triassic series, or even a reversal of the anticlinal structure at the upper part of the salt plug into a synclinal form at its root. This explains the results of some exploration wells which have been deepened into the pre-orogenic flank series. Contrary to the doming of the Cretaceous and Tertiary beds on the flanks of the salt domes (or on the crests of deeper seated plugs), these wells did not indicate any remarkable rise of the Triassic flanks along the deeper root of the salt structure. Furthermore, some wells showed a more complete and thicker succession of the Lower Cretaceous-Upper Jurassic sediments in the vicinity of the salt plugs, in opposition to the general tendency for reduction of bed thickness towards the salt structure on the flanks of the upper part of the salt plug.

One example of this type of salt structure is the Gifhorn plug to the north of Brunswick (Fig. 3). It is located within the Gifhorn trough, which contains a great thickness of Jurassic, especially Upper Jurassic (Kimmeridge) sediments. This salt plug, located within an area of an exceedingly great thickness of the pre-Cretaceous overburden (comparable with the northern salt plugs), had already reached the surface (like the northern salt plugs) prior to the marine Lower Cretaceous transgression.

At Gifhorn, reflection seismology has very clearly picked up the synclinal position of the Upper Jurassic, which was known from numerous oil and iron ore exploration wells. The salt plug has grown

PART V: GEOLOGICAL RESULTS OF APPLIED GEOPHYSICS

out of the centre of the trough, and Upper Jurassic and Wealden which have been found developed to extreme thickness on the flanks of the salt plug become much reduced, even to less than normal thickness, towards the borders of the trough.

The Zwischenahn salt plug (Oldenburg, Fig. 4) is another example of a synclinal type salt plug. On the flank of the salt plug, Lower Cretaceous and Wealden have been found in a thickness comparable with that of the southern Hanover trough (Emsland), contrary to the regional reduction or even absence of these sediments within this area. Reflection seismology shows the regional dip of the Jurassic-Triassic towards the salt structure. The Upper Cretaceous and Tertiary cover of the salt plug is domed up on the flanks and above the salt plug. Slight rim synclines in Tertiary and Upper Cretaceous have been located and contoured with the reflection seismology.

In contrast to this type of structure, numerous salt plugs have been proved to have grown out of an anticlinal basal stage of the salt structures. This type is best demonstrated in the Gross-Ilse-Mölme salt plugs, near the southern border of the Hanover salt dome basin (Figs. 5A, 6), and which

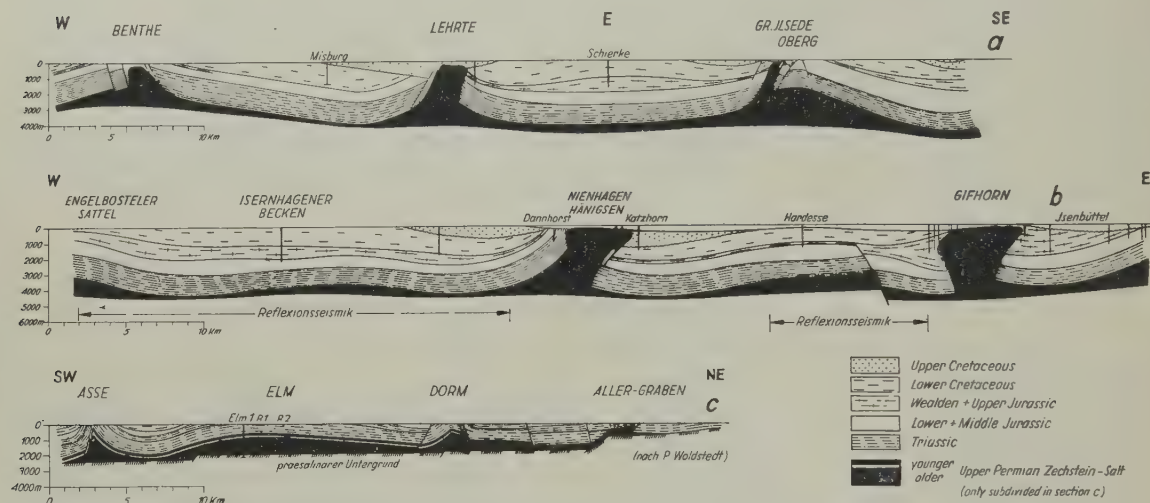


FIG. 5.—Cross sections through salt structures along the southern border of the salt dome basin.

have been explored by numerous oil wells. The salt has been extruded out of a basal salt anticline along tensional faults on its crest. A deep well drilled to 3,300 metres on the Mölme salt plug was abandoned at that depth still in the strongly folded lower rock salt. A salt anticline as the basis of the piercement type salt plug is indicated on some other salt structures in the broad anticlinal off-structure dip of reflections in the Jurassic and Triassic basement.

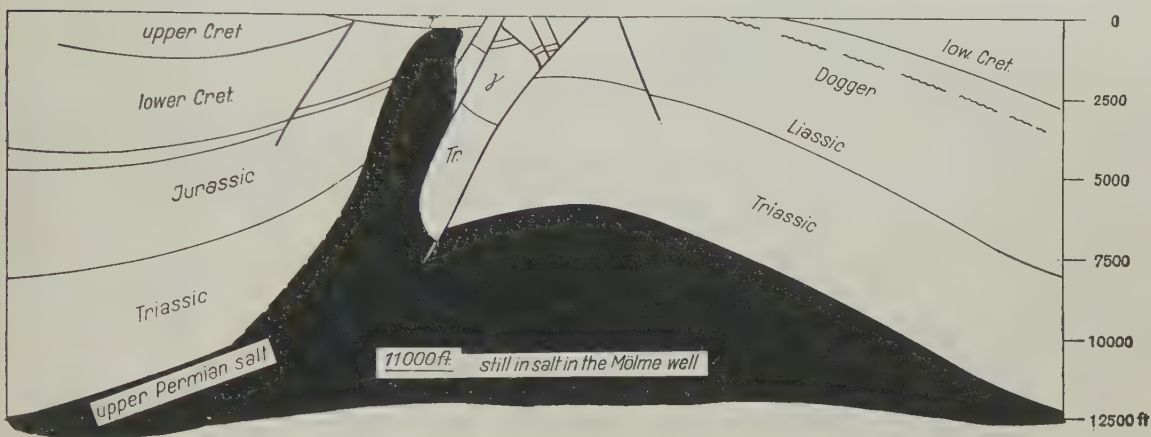
Although the detailed seismic reflection survey of the northwest German salt basin has not progressed far enough to enable the structural analysis of the position of salt domes within the framework of the Saxonian folding, we know that some of the previous conceptions must be revised. The structural position of the salt plug within the Cretaceous and Tertiary environment does not, in every case, reflect the position of the root of the salt structure, or its connection with the Saxonian tectonics of the Jurassic and Triassic basement of overburden series of the Permian salt. One example is demonstrated in the Benthe and Sehnde salt structures near Hanover (Fig. 5A).

The Jurassic, the Lower and Upper Cretaceous on the east flank of the well-known Benthe salt plug (Stille, 1914) show a regular eastward dip towards the Lehrte-Sehnde salt plug. The Sehnde salt plug has been regarded as located on the eastern edge of an east-dipping monocline (Schollentreppe, Lotze, 1938, Fig. 117; Herrmann, 1930). A few reflection lines on the northern edge of the Sehnde salt plug, however, indicate a very pronounced western off-structure dip of the Jurassic and Triassic

flank of the salt plug underneath the Cretaceous cover, which has a regional eastern dip towards the salt plug, thus suggesting a salt anticline as the base of the piercing salt plug.

The present size and shape of salt plugs, as well as the structural position of their upper parts within the Cretaceous and Tertiary, does not in every case correspond to the structural type of the deeper part of the salt intrusion at their roots within the Triassic. The alignment of salt plugs, and the linear trends of elongated salt intrusions within the salt dome basin, suggest the importance of regional structural elements in the basement of the Permian salt layers. The interpretation of such salt dome trends as axes of a Saxonian fold system (Stille, 1932), however, is unproven as long as the structural type of the root of the salt plugs is unknown.

The knowledge of the basement structure of the Upper Permian salt would be of fundamental interest for oil exploration. The Middle Zechstein below the salt is productive in some localities south of the salt dome region. To the north, within the salt dome basin, the basement of the salt sinks down to considerable depth with the increasing thickness of Jurassic, Cretaceous, and Tertiary, and has not been reached by wells as yet, except in the lower Elbe-Holstein area where the Middle and Lower



Gross Ilsede salt plug, Gross Ilsede-Mölme structure

FIG. 6.—Cross section through the Gross Ilsede-Mölme salt structure.

Zechstein is underlain and domed up by the saline Lower Permian Rotliegend. A further problem for reflection seismology is to analyse the roots of the salt plugs as a first step toward locating the prospective horizons in the basement of the salt.

III. THE INITIAL STAGE OF SALT DOME GROWTH

The initial stages of the growth of structures, caused by the flow of salt, can be the best studied along the southern border of the salt dome basin and within the southern Hanover and Thuringia salt basins. From the south to the north the thickness of overburden increases. Corresponding with the increase of the overburden, the type of structures caused by the salt flow changes from the local thickening and reduction of the primary salt layer (Thuringia) to the formation of salt anticlines (north of the Harz mountains) and, finally, to diapiric salt flow. This gradation does not include those intrusions of salt which are obviously connected with strong folding, where compressional forces cause a salt flow even under overburden conditions which would not allow an isostatic flow of salt. Both the salt anticlines and the incipient stages of diapiric flow, have been found together in the area between the Harz mountains and the Aller river.

PART V: GEOLOGICAL RESULTS OF APPLIED GEOPHYSICS

The solution of the problem whether the inception of the salt flow and the growth of salt structures are due to tectonic forces or due to isostatic conditions, is too remote and cannot, in general, be answered. Woldstedt (1927) has shown that within a region of salt anticlines and incipient diapiric salt structures a flow of salt into zones of tension caused a kind of pseudo-diapiric salt structure (Aller-Graben). New deep wells on salt anticlines and into the anticlinal base of diapiric salt plugs led to the conclusion that these structures are not the results of folding but are isostatic flow structures.

Within the salt anticlines, the salt flow has been initiated in the lower part of the salt series. Wells on the Triassic Elm anticline (east of Brunswick) show the upper part of the salt series, down to the main anhydrite zone, in conformity with the anticlinal position of the Triassic, while the lower rock salt is strongly folded and thickened (Fig. 5A). The Elm well has penetrated the salt and struck the basement at 1,867 metres, the approximate depth of the base of the Triassic in the adjoining synclines. On the Mölme salt plug, the southern of the twin plugs which rise out of the basal salt anticline of Gross-Ilse—Mölme (Fig. 6), the Mölme No. 1 well has reached 3,300 metres and is still in the strongly folded lower rock salt. This depth is close to that of the base of the Triassic in the syncline. These salt anticlines are obviously caused by the flow of salt, as the basement of the salt does not show any folding. The flow, however, might very well have been initiated by some block faulting in the basement. Faulting initiates the flow of salt into tensional zones in the Aller Graben (Woldstedt, 1927), and it has been proved to be an essential feature in the structure of the basement of the Fallstein anticline, 12 km. north of the overthrust of the Harz mountains. Six wells have been drilled to the basement of this salt anticline, and have revealed faulting and, probably, thrust faulting underneath the salt. However, no conformity of the basement structure with that of the Triassic cover of the salt anticline has been observed. Faulting, not folding, may have initiated the salt flow in the area of sufficient overburden.

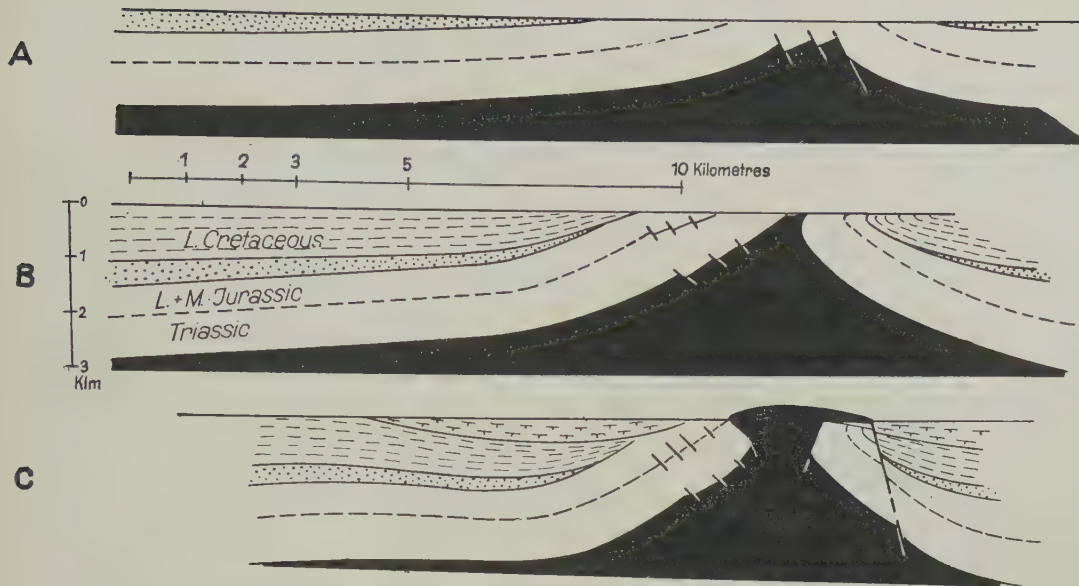
The salt anticline is not a true fold. The anticlinal structure of the salt cover has been caused by vertical uplift as a result of salt flow. It is a "Beule" in the definition of H. Cloos (1936),* with "antithetic" tensional faults on the crest, similar to the anticlinal type structure, and its fault system, caused by the uprise of a deep-seated salt dome.

Along the southern border of the salt dome basin, the northwest German salt structures outside the true zones of intensive folding show the gradual development from the incipient stage of salt flow, through the salt anticline or the inflow of salt into tensional zones, to the diapiric salt plug, as a function of the thickness of overburden. A second factor is the thickness of the salt, either the primary thickness of the salt which is available for building up salt structures, or the residual salt thickness in the basins between growing salt structures, and which is sufficient to develop only primitive salt structures (deep salt anticlines, dike intrusions). These primitive structures in the basin between the salt plugs are partly real salt structures due to the flow of salt. Some, however, are caused by remnants of salt within the basin and the collapse of the overburden within the surrounding parts of the basin, where the salt has migrated towards the growing salt plugs. (Residual highs.)

The development of the salt plug from the primary stage—either the salt anticline or the flow of salt into tensional structures—to the piercement salt plug does not follow a line of consequent evolution. Structures resulting from the flow of the salt towards the growing salt plug may in the extreme case even reverse the structural position of the basal flank of the salt plug as a result of the collapse of the basal salt anticline (Gifhorn) and thus cause a synclinal position of a younger stage of the salt plug. On the other hand, salt structures which have grown out of a salt intrusion along tensional faults in the basal stage develop towards domal structures in the further growth of the salt plug. The salt plug in its present position is the result of several phases of growth which are not merely the result of an isostatic rise owing to a steadily increasing thickness of overburden in the salt dome basin. Since

* True fold, caused by horizontal pressure under reduction of the chord length with increasing amplitude.

Beule=fold, caused by vertical uplift, no reduction of chord diameter, but dilation along the folded beds which is compensated by "antithetic" faults.



Upp. Jur. + Wealden
Low. Senonian

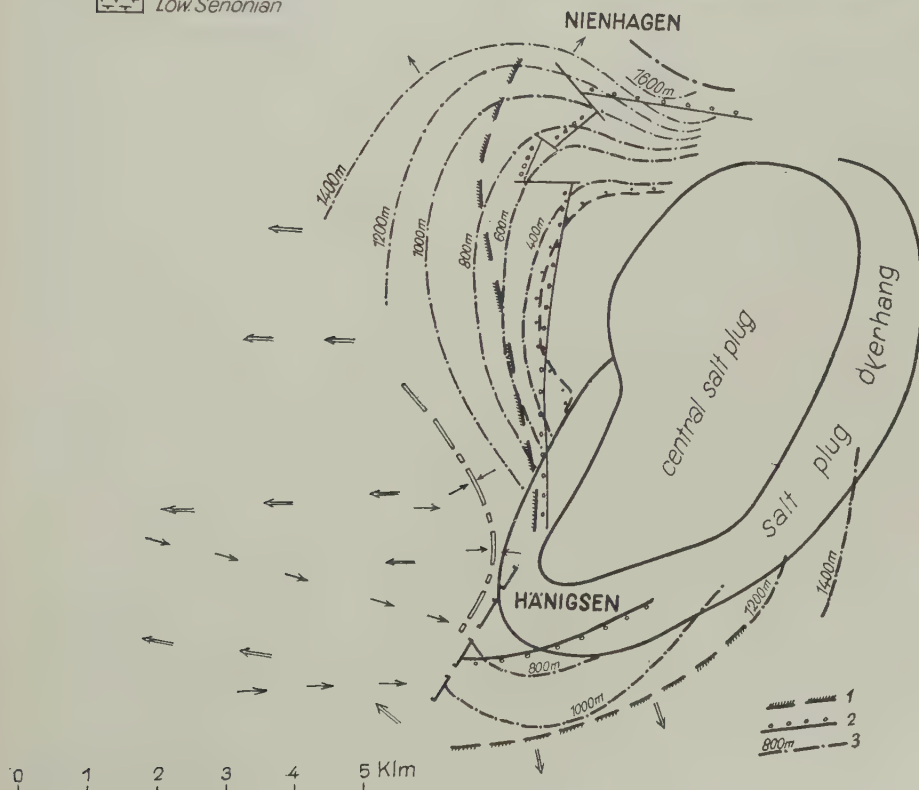


FIG. 7.—Nienhagen-Hänigsen salt structure.

Stages of evolution : A. Pre-Lower Cretaceous. B. Pre-Lower Senonian. C. Upper Senonian.

Symbols on map: 1. Truncation of the Upper Dogger-Cornbrash underneath the transgressing Lower Cretaceous.
2. Truncation of Lower Cretaceous basal sands underneath the transgressing Lower Senonian. 3. Contour lines on top of Lower Cretaceous basal productive sands.

the Upper Jurassic, the Saxonian folding created more structural relief within the sedimentary basin, and this has influenced the further flow of salt into salt structures due to the changes of overburden pressure differentials in the salt.

IV. THE STRUCTURAL EVOLUTION OF A SALT PLUG

The history of the evolution of a salt plug, from the initial basal stage towards the piercement type salt plug, may be best demonstrated in the Nienhagen-Hänigsen salt structure which is well explored by oil wells and potash mining (Figs. 5B, 6, 7).

This salt structure, which has progressed close to the surface, is situated on the southern border of the salt dome basin. In its present shape the salt plug is elongated in the NNE (Rhenish) direction. It is located on the Rhenish Sehnde salt trend. The structure is not buried under a sufficient cover of Upper Cretaceous and Tertiary and has not completely developed towards a typical piercement salt plug. It is, however, an instructive example of the growth of a salt plug out of the basal stage.

The evolution of the Nienhagen salt structure can be recognized in the following stages:—

(1) Pre-Cretaceous (Fig. 7A): The marine Lower Cretaceous transgression covered a broad salt anticline with its axis striking about in the N-S direction (N-S-striking truncation lines of the Jurassic underneath the Lower Cretaceous on the west flank of the salt plug). Graben faulting in the crestal area. The increase of the pre-Cretaceous angular unconformity towards the centre of the salt anticline indicates that the salt had begun to break up the crest of the Triassic-Jurassic cover.

(2) Pre-Lower-Senonian (Fig. 7B): Further rise of the salt anticline. The salt has opened the crest of the structure and overfolded the southeastern flank (Hänigsen). On the southern part of the structure, the salt has been locally exposed to the surface. The structure is not unlike the Asse-type (Fig. 5B).

In the northern part of the structure (Nienhagen) the salt has not progressed as far towards the surface. The truncation of Lower Cretaceous underneath the Senonian transgression shows still a S-N-strike on the west flank of the southern and central part of the structure, but turns to the east in the northwestern corner (Fig. 7). It is the first indication of a doming up of the salt which, in the later growth, has developed the Nienhagen anticline with a strike and axial plunge to the northwest. On the crest of the anticline, tensional faulting is evident underneath the transgressing Lower Senonian.

The pre-Senonian stage of development demonstrates that the growth of the salt structure out of the primary salt anticline is not uniform on the whole structure. The maximum uprise of the southern part of the structure corresponds to a peripheral depression in the southwest, the domal uplift in the northwestern part to a depression in the north.

(3) Upper Senonian (Fig. 7C): Within the Upper Senonian, the salt has finally broken up the crest of the salt structure in the south and reached the surface. Salt glaciers have overflowed the southeast flank of the structure (Hänigsen). The peripheral synclines in the southwest and in the north of the structure increase in depth, while the Nienhagen northwest-anticline is more pronounced and progressively becomes a dominant feature of the whole structure.

(4) Recent stage: Since the uppermost Senonian, the structure has not been covered by sediments of any considerable thickness. Within the centre of the structure, the salt has again reached the surface. The salt core in its Rhenish direction cuts off the structural elements connected with the basal salt structure which have developed out of the S-N-striking primary salt anticline. The Nienhagen anticline (Beule) is bordered by a synclinal depression in the north which is most pronounced in the youngest stages of development (uppermost Senonian and Tertiary). The syncline in the southwest of the salt plug has already been active in an earlier stage of the growth of the salt structure (pre-Senonian) corresponding with the stronger uprise of the salt in the earlier stage of growth of the southern part of the Nienhagen-Hänigsen salt structure. The Upper Cretaceous shows a regional E-dip towards the southwestern corner of the salt plug with its steep flank on that part of the structure. Reflection seismology, however, shows the anticlinal western off-structure dip of the pre-Upper Cretaceous basement which has not been reversed by the tendency of eastward dip in the course of the gradual sinking of the Upper Cretaceous peripheral depression in the southwest corner of the salt structure.

Seismic reflection profiles confirm the results of some wells in the vicinity of the southwestern corner of the salt plug and in the adjacent western basin, these results indicating the western off-structure dip of the pre-Upper Cretaceous basement with an increasing thickness of the Lower Cretaceous and Uppermost Jurassic towards the western basin.

The Upper Cretaceous peripheral depression on the southwest flank is caused by a partial collapse of the western flank of the basal salt anticline due to the especially active extrusion of salt on the crest of that part of the salt anticline in Upper Cretaceous time.

The salt anticline needs a considerable mass of salt to flow from the basin into the salt structure. In the further stage of growth of the salt structure, after the salt has opened the crest of the anticline and builds up the diapiric salt plug, the extrusion of salt out of the basal salt anticline into the growing salt plug causes the collapse of the basal anticline. The magnitude of the collapse depends on the relation between the volume of salt in the anticline and the volume of salt drawn out of the anticline into the diapiric structure.

The huge mass of salt accumulated in the Gross-Ilse—Mölme salt anticline (Figs. 5A, 6) extruded a comparatively small amount of salt into the piercement salt plugs, which caused collapses of the western flank of the salt anticline and within the crestal area (Graben). In the Gifhorn salt plug, a considerable mass of salt has extruded out of the base. With the growth of that salt plug in late Jurassic, the basal salt anticline collapsed and thus caused the depressions in which considerable thicknesses of Upper Jurassic and Wealden sediments have been accumulated. The salt plug is one of the oldest in the German salt dome basin, as it had already reached the surface in the Upper Wealden-Lower Cretaceous times and domed up its Cretaceous cover in the later stage of the rise. With regard to the age of the first rise to surface, this salt structure corresponds with the northern salt plugs. These salt plugs, however, have been covered by a considerable thickness of Upper Cretaceous and Tertiary sediments and consequently have grown up more intensively after the first stage of rise prior to the Lower Cretaceous transgression. Comparable with the northern salt plugs, the Gifhorn structure, and some other salt plugs within the Gifhorn trough, are located within areas of special thicknesses of the pre-Cretaceous overburden. The increase in thicknesses of the Lower Jurassic (Liassic) and Middle Jurassic (Dogger) within the Gifhorn trough indicates that, prior to the beginning of the Saxonian folding, elongated narrow depressions have been developed which initiated the flow of salt due to the excess of a critical overburden pressure gradient.

The Gifhorn salt plug can be regarded as another type example of the structural base of some piercement salt plugs in the northern salt dome basin. In both cases the interpretation of well results and reflection seismology is confronted with the same problem: the unconformity of the structure of the base of the salt plug and its further growth since the Cretaceous.

V. SALT STRUCTURES AND SAXONIAN TECTONICS

Drilling exploration and especially the seismic reflection investigation of salt domes and the adjacent basins have brought some new data for a better understanding of the salt structures and their connection with the Saxonian folding.

The theory that orogenic pressures resulting from the Saxonian folding cause the flow of salt into salt structures has been more or less replaced by the supposition of tensional structures playing a dominant rôle in the origin and growth of salt plugs. As a result of the last drilling exploration the connection between the Saxonian folding and the growth of salt structures has become more evident in the coincidence of the phases of folding and growth.

There is some correlation between the thickness of overburden, the primary thickness of the Permian salt, and the resulting salt structures from the most primitive incipient stage towards the piercement salt plug. In the pre-orogenic phase, the overburden sediments from Lower Triassic to Middle Dogger have been deposited under rather uniform conditions with an increasing thickness towards the north. The earliest stage of evolution of salt structures is thus known in the northern part of the salt dome basin (pre-Cretaceous) and in some local troughs with an exceeding thickness of

PART V: GEOLOGICAL RESULTS OF APPLIED GEOPHYSICS

Lower and Middle Jurassic sediments in the south (Gifhorn trough), which might be regarded as early precursors of the Saxonian folding.

With the beginning of the Saxonian folding, the sedimentary basin is dissected by depressions containing increased thicknesses of sediments which initiate, and control, the flow of salt by the creation of critical horizontal pressure gradients in the salt. The evolution of the salt plug from the early basal stage towards the piercing structure is very much like that of salt dome models which Nettleton (1934) has produced by experiments. There is, however, one difference: the intermittence of the growth of the salt structures in the German salt dome basin. This is caused by the fact that the deposition of the overburden since Upper Jurassic was not steady but, to a certain extent, conditioned by the Saxonian folding.

Salt dome alignments may appear as Saxonian fold axes, anticlinal uplifts within the Cretaceous and Tertiary cover. This is the result only of the last stages of growth of the salt plugs. Peripheral depressions on the flanks of the salt structure, as well as synclines, or graben faulting, on the axes between the salt plugs are caused by the collapse of the overburden due to the flow of salt towards the growing salt structure in the last phase of rise. These structures, however, do not reflect the structure of the primary stage of the salt dome, its root within the pre-orogenic basement of the overburden. The further progress in the seismic reflection investigation of the German salt dome basin may enable a more precise structural analysis of the root of the salt structures and its connection with the trends of the Saxonian folding.

REFERENCES

- CLOOS, H. 1936. *Einführung in die Geologie*. Berlin.
- HARBORT, E. 1910. Zur Geologie der nordhannoverschen Salzhorste. *Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges.*, vol. lxii.
- . 1913. Zur Frage der Aufpressungsvorgänge und des Alters der Norddeutschen Salzvorkommen. *Kali*, vol. vii.
- HERRMANN, R. 1930. Der Gebirgsbau der Höhenzüge von Salzgitter und Lichtenberg. *Leopoldina*, Bd. vi. Halle.
- LOTZE, F. 1938. *Steinsalz und Kalisalze, Geologie*. Berlin.
- NETTLETON, L. L. 1934. Fluid mechanics of salt domes. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. xviii, no. 9.
- RIEDEL, L. 1942. Einige Fragen hinsichtlich des Alters und Aufdringens der Salzstöcke in Nordwestdeutschland. *Jahrb. d. Reichsamts f. Bodenf.*, vol. lxiii, p. 39.
- ROLL, A. 1948. Über die Geschichte der Salzstöcke in der Braunschweiger Bucht. (Brief abstract in: *Geolog. Rundsch.*, vol. xxxv, H.2, p. 175.)
- STILLE, H. 1914. Das tektonische Bild des Benther Sattels. *7. Jahresber. d. Nieders. geol.*, vol. v, Hannover.
- . 1917. Injektivfaltung und damit zusammenhängende Erscheinungen. *Geolog. Rundsch.*, vol. viii.
- . 1925. The upthrust of the saltmasses of Germany. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. ix, with references to previous publications.
- . 1932. Asymmetric folds with special reference to German salt bodies. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. xvi.
- . 1932. Zur Paläogeographie des nördlichen Niedersachsens. *Nachr. d. Ges. d. Wiss. zu Göttingen*, vol. iv, no. 24.
- WOLDSTEDT, P. 1927. Tangentiale Salzfaltung oder vertikaler Salzauftrieb? *N. Jahrb. f. Min.*, Beil. Bd. lviii, Abt. B.
- Geotectonic map of Northwest Germany. 1947. Scale 1:100,000, edited by Reichsamt für Bodenforschung, Hannover.

DISCUSSION

D. L. CARROLL suggested that the paper involved an unorthodox interpretation of the structure of beds surrounding a piercement dome. On the basis of wells drilled so far in the localities described, this interpretation appears extreme. As the dips remain to be confirmed, the assumption of a dome in a syncline between two bordering anticlines, with upward dips outwards from the plug, should be suspect. It would be surprising if later and deeper drilling confirm the dips assumed by Dr. Heermann.

The author, in reply, gave a brief summary of the mechanism whereby synclinal positions, such as that demonstrated by the Gifhorn salt plug, could be obtained. The anticlinal stage of the salt plug, which is known in several structures in the southern Hanover-Brunswick area, broke down in Upper Jurassic and Wealden times as a result of the extrusion of its salt into the growing plug, thus causing a rim syncline. Due to the fact that, within the basal salt anticline the salt has increased considerably in thickness and in the basins has been reduced by the flow of salt, the depression on the flanks of the growing plug are more pronounced than in the normal rim syncline.

ON POTENTIAL-DROP-RATIO MEASUREMENTS IN STRUCTURAL INVESTIGATIONS

By A. A. T. METZGER

Finland

ABSTRACT

The influence of the thickness and character of overburden on the mean of P.D.R.-curves measured along the same profile in opposite direction is discussed. It is shown that the deviation of the field curves from the mean has a certain diagnostic value for the study of vertical or nearly vertical contacts. The method is illustrated by an example.

THE potential-drop-ratio method of electrical prospecting was first introduced by the Imperial Geophysical Experimental Survey in Australia 1928. It was further developed by Lundberg and Zuschlag (1932) and has since frequently been used in both vertical and lateral investigations. Hedstrom (1932) discussed the theory in the case of lateral investigations, particularly in the search for extremely poor conductors such as quartz veins. Heiland (1940) dealt with the theory in the case of horizontal stratification.

When applied to problems of more or less vertical structures, such as contacts between upraised rock formations, faults, etc., the method is often hampered by the occurrence of an overburden of varying thickness and non-homogeneous character. Kihlstedt (1934) proposed a field technique with the purpose of eliminating the effect of the overburden. This should be reached by taking P.D.R.-readings in both directions along the same profile with the exciting electrodes alternatively at the opposite ends of the profile. According to Kihlstedt the mean curve of the two ratio curves, gained from the opposite readings, will show distinct anomalies in connection with variations in the deeper subsurface. Where the mean curve is merely a straight line, the peaks and lows of the ratio curves would not depend on variations in the subsurface, but merely be caused by variations in the overburden. Certainly this will be true in many cases. However, I have encountered many cases, where the problem could not be solved by schematic application of the Kihlstedt principle.

Both Hedstrom and Kihlstedt have shown that the amplitude of the peaks and lows of the P.D.R.-curves depend on the distance between the current electrode and the vertical interface. The nearer the current electrode is situated to the interface, the more accentuated become the high value peaks and low values on the curve. For this reason, I used an electrode configuration where the current electrode was moved together with the potential electrodes. The distance to the first potential electrode was a , to the second $2a$, and to the third $3a$. These distances were kept constant as the system was moved. In this case the correction factor for the normal ratio is 3 for the ratio V_2/V_1 and 0.333 for V_1/V_2 . The spacing of the potential electrodes depends on the thickness of overburden. Two measurements were taken at each station, with the current electrode on each side.

Now the resulting mean of the P.D.R.-curves will have position and shape depending on the following factors:

- (a) thickness of the overburden,
- (b) relation between the resistivity of the overburden and the resistivity of the subsurface, and
- (c) variation of resistivity both in the overburden and in the subsurface.

Even if the overburden is homogeneous and isotropic, the position of the mean curve depends on the thickness of the overburden or, more exactly, on the relation between electrode spacing and thickness. This is illustrated by Fig. 1. The ratio V_2/V_1 is plotted as ordinate and the ratio depth/electrode spacing (d/a) as abscissa. In the absence of overburden, the ratio will always be equal to the normal

PART V: GEOLOGICAL RESULTS OF APPLIED GEOPHYSICS

ratio. The presence of the overburden causes a deviation of the ratio from the normal. From the curves shown in Fig. 1 it is seen that this deviation has its maximum at a thickness of overburden equal to 0.3-0.8 of the electrode spacing used. With increasing depth the ratio decreases and, for depth greater than four times the electrode spacing, the ratio approaches the normal ratio. This means that no information concerning the substrata can be gained when electrode spacing is less than one quarter of the depth to the interface.

Further, the same value of the ratio is obtained for both smaller and greater depth, i.e. ratio 1.3 may occur at a depth between 0.2 and 0.4 as well as at a depth 1.5-1.8. In the graph, curves for values of $Q = (\rho_2 - \rho_1)/(\rho_2 + \rho_1)$ given by ± 1.0 , ± 0.9 , ± 0.8 only, have been plotted, as these values are of particular interest in this country.

If we now assume a constant depth of 1.5 times the electrode spacing and a Q -value of $+1.0$, it becomes quite clear that the ratio, if measured in both directions, will give a constant value of 1.41.

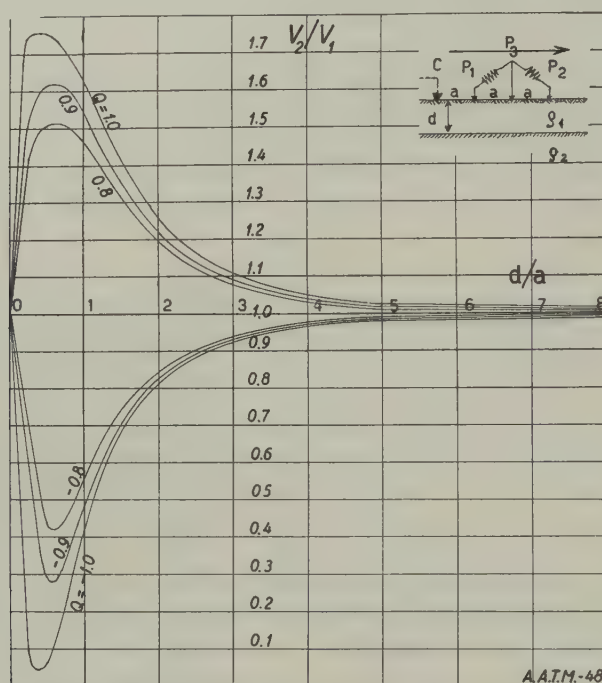


FIG. 1.

If the ratio varies, the mean will be equal, or nearly equal to this value. Now the question arises whether the deviations of the P.D.R.-curves from the mean, occurring at the same stations, but of opposite signs in relation to the mean, depending on the direction of measurement, are really caused only by fluctuations of the thickness of the overburden and of its electrical character. If this is the case, these P.D.R.-variations must be eliminated. But if not, they must be regarded as influenced by the sub-surface.

It will be convenient to discuss matters by means of a practical example. Fig. 2 shows a P.D.R.-profile across a limestone prospect in northern Finland. The region is almost devoid of visible rock-ground, the nearest outcrops being 8 to 10 km away. The country rock of the surrounding area is built up of crystalline rocks of younger Archaean. The glacial drift of the area in question contains a great number of boulders of dolomitic limestone. The abundant occurrence of these boulders makes it certain that a larger deposit of dolomite occurs in the area. The problem was first attacked by magnetic methods. However, this gave no clear results, as the region is penetrated by an acid granite, giving

METZGER: POTENTIAL-DROP-RATIO MEASUREMENTS

similar magnetic indications to those of the dolomite. For this reason the survey was changed to an electrical one. An electrode configuration as described above, was carried across the area. The spacing of the potential electrodes was 10 m and readings were taken every 10 m. The applied current had a frequency of 500 cycles per sec. The upper part of Fig. 2 contains the field curves for both ratios and phase differences. The continuous lines give the results obtained when moving the electrode configuration from left to right, the dotted line the results from the opposite direction. Mean curves have been drawn for both ratio and phase difference. The individual ratio curves are made up of a series of quite sharp peaks and lows. A peak in the one curve is replaced by a low in the other. The mean curve is situated above the normal ratio, thus indicating that the overburden is underlain by a rock of high resistivity. This is true. The overburden consists of postglacial sand and glacial drift, covered by shallow swamps, while the rockground is crystalline.

From the theoretical curves of Fig. 1 I concluded that the influence of the overburden would give deviations of the ratio curve in the same sense, and independent of the direction of electrode movement.

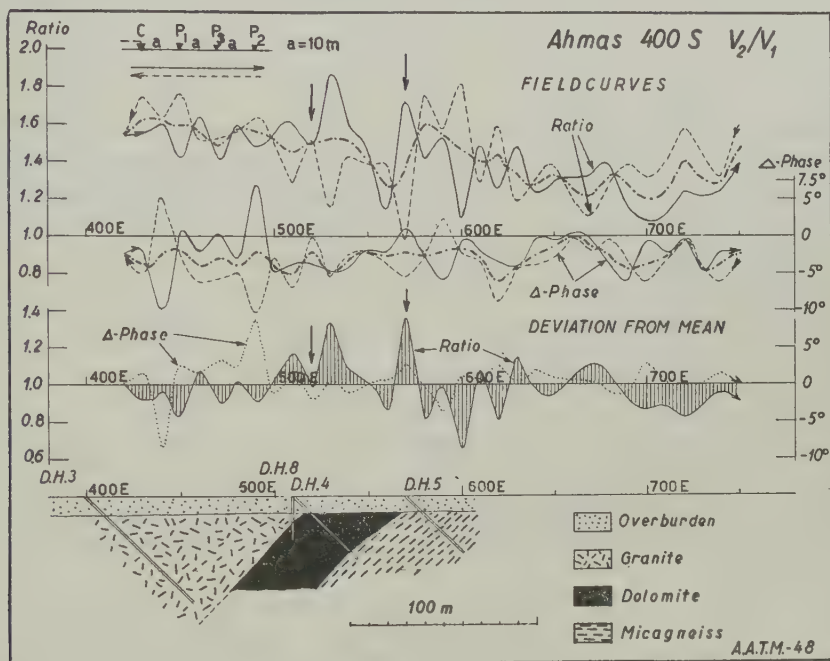


FIG. 2.

Hence, the deviations of the ratios caused by the overburden alone, should yield parallel curves. This is the case at the right hand end of the profile shown, from station 680 E eastward. The other part of the profile shows ratios of opposite signs for the two directions of measurement. This cannot depend on the thickness of overburden, but could be caused possibly by variations within the overburden. If, for instance, a conductor of small extension, situated near the surface, causes a low on the ratio curve in the one direction, it cannot be expected to produce a peak in the other direction. For this reason, on theoretical grounds, it is not valid to regard ratio curves of opposite sign as produced by variation of thickness or character of overburden, even in the case of a fairly straight or even mean curve.

The mean ratio curve shows a larger deviation from its general trend between station 560 E and 580 E. Here, we have a clear contact indication. From magnetic measurements it was concluded that this contact indication might possibly be the foot wall of the dolomite. The hanging wall was presumed

PART V: GEOLOGICAL RESULTS OF APPLIED GEOPHYSICS

to exist near the anomalous peak at station 530 E. This peak is 1.84. The mean curve has no strong deviation in this part of the profile. According to the Kihlstedt principle no variation in the substructure can be deduced from the mean curve at this spot.

To get matters clearer a further graph, showing the deviation from the mean curve was constructed. This curve was plotted for one direction only, in this case for the movement from left to right. It is clear that the curve for the opposite direction will differ in sign only. A glance at the geological section reveals the fact that the deviation from the mean over the granite and the mica-gneiss is generally less than normal, while over the dolomite it is greater than normal. It is clear that both hanging wall and foot wall of the dolomite are characterized by peaks. The hanging wall contact is less pronounced, a feature which may be due to the relatively flat dip.

The deviation from the mean for the phase difference reveals another interesting fact. The phase difference is positive when the ratio is less than normal and negative in the opposite case. This normal behaviour of the phase difference is found both in the granite area to the left as well as in the mica-gneiss area to the right. But over the dolomite the shape of the phase curve is of the same sense as that of the ratio curve. The reason for this anomaly in phase difference cannot be elucidated without further investigations.

From the diamond drill-holes we have learned that the overburden is somewhat thicker at the left than at the right of the section. This seems to be in contradiction to the fact, that the mean ratio curve has a tendency to fall towards the right. It should rise with the decrease of the overburden. However, the overburden to the left is chiefly glacial drift and, to the right, mainly sand. The drift has a higher conductivity than the sand. The Q -value to the left of the profile is thus higher than that to the right. This fact makes it clear how difficult it is to draw conclusions concerning the thickness of overburden in an area of variable conductivity.

From the above considerations and results I deduce the following:

1. The mean ratio curve obtained from measurements according to the Kihlstedt principle is dependent on thickness and resistivity of overburden.
2. The level of the mean curve will be normal or nearly normal only when the resistivity contrast between overburden and subsurface is small.
3. The deviation of the field curves from the mean is of diagnostic value, even if the two curves, measured in opposite directions, cancel each other.
4. The P.D.R.-method used in this way, may be applied to the investigation of contact-phenomena, even when resistivity contrasts in the subsurface are less pronounced. The proper spacing of the electrodes is important.

REFERENCES

- BROUGHTON EDGE, A. B., and LABY, T. H. 1931. *The Principles and Practice of Geophysical Prospecting (I.G.E.S.)*. Cambridge, pp. 50-56, 268-274.
- HEDSTROM, H. 1932. Electrical Prospecting for Auriferous Quartz Veins and Reefs. *Mining Journal*, vol. xlv, pp. 201-213.
- HEILAND, C. A. 1940. *Geophysical Exploration*. New York, pp. 745-751.
- KIHLSTEDT, F. H. 1934. Electrical Methods in Prospecting for Gold. *A.I.M.E. Geophysical Prospecting*, pp. 62-74.
- LUNDBERG, H., and ZUSCHLAG, TH. 1932. A New Development in Electrical Prospecting. *A.I.M.E. Geophysical Prospecting*, pp. 47-62.

DISCUSSION

A. DE LA O. CARREÑO considered that the potential-drop-ratio method compared favourably with the other electrical techniques in its ability to detect contacts between geological formations with large or small contrasts in their electrical properties. Not only were the ratio curves available for the interpretation, but also the apparent resistivity curves of the classical methods. In Mexico the method had been used extensively for many problems including the search for underground water, problems of engineering geology and certain cases arising in petroleum geology. For these applications, a new field procedure and its theory had been developed and was described in the *Transactions of the American Geophysical Union* (1944). With it the interpretation was greatly simplified and the measurements could be made with great accuracy.

QUELQUES EXEMPLES D'APPLICATION DE LA MÉTHODE TELLURIQUE

Par L. MIGAUX

France

ABSTRACT

L'auteur, après avoir rappelé brièvement les principes de l'exploration du sous-sol au moyen des courants telluriques, précise quels sont les avantages de cette méthode par rapport aux méthodes classiques de prospection (gravimétrie, sismique réflexion). Il montre que les cartes telluriques donnent souvent de la structure du sédimentaire une image plus précise, et plus facilement interprétable, que les cartes gravimétriques. A l'appui de cette affirmation, il présente deux exemples récents de comparaisons entre données gravimétriques et données telluriques, l'un étant pris au Maroc, l'autre en Aquitaine.

LES méthodes de géophysique appliquée qui sont effectivement utilisées à l'étude du sous-sol sont fort peu nombreuses: on les compte, en fait, sur les doigts des deux mains. L'apparition d'une nouvelle méthode est donc toujours une sorte d'événement, dont l'importance pratique peut être considérable.

C'est à la dernière née de ces méthodes, la méthode tellurique, que je désire consacrer la présente communication:

On a pu classer les méthodes de géophysique appliquée en méthodes "statiques," qui utilisent des champs de force ou des phénomènes naturels (magnétisme, gravimétrie, radioactivité)—et méthodes "dynamiques," qui utilisent des phénomènes intentionnellement provoqués (méthodes électriques classiques, méthodes sismiques). La méthode tellurique a la particularité d'être une méthode électrique "statique," c'est-à-dire qu'elle utilise des champs électriques naturels.

Sa description détaillée a déjà fait l'objet de quelques publications, notamment d'un article paru en Juin 1946 aux Annales de Géophysique, auquel je renvoie (Migaux, 1946). Comme elle est encore fort peu familière aux géologues, j'en rappellerai toutefois les principes, pour faciliter l'intelligence de ce qui suit.

Le sous-sol se trouve constamment parcouru par des courants électriques. Au voisinage des centres industriels, l'essentiel de ces courants est dû à des causes humaines, et on leur donne le nom de "courants vagabonds," mais partout ailleurs, les courants naturels ou courants telluriques (earth currents) sont dûs presque exclusivement à la rotation terrestre et à l'activité solaire. Ces courants présentent la particularité de circuler en très vastes nappes intéressant d'immenses portions de la surface terrestre: ce sont des nappes "quasi parallèles." Il faut entendre par là que, si le sous-sol était parfaitement homogène, le champ électrique qui leur correspondrait serait très sensiblement uniforme sur plusieurs dizaines, ou même centaines, de kilomètres.

Mais le sous-sol est hétérogène, de sorte que la forme et la répartition des lignes de courant tellurique présentent des perturbations: la méthode de prospection par courants telluriques étudie ces perturbations, et se propose d'en déduire des informations sur la constitution du sous-sol.

En pratique, il est rare qu'on étudie directement les lignes de courant: cette étude est trop complexe. L'expérience a montré que la voie la plus aisée, pour interpréter les déformations du champ tellurique, consiste à s'adresser à une notion apparemment plus subtile, à savoir la loi mathématique qui relie le champ tellurique en un point quelconque de la surface du sol, au champ qui règne au même instant en un point fixe nommé base. Cette loi est linéaire (cela résulte de la notion même de nappe parallèle), de sorte qu'à une série de vecteurs champ unités, de diverses directions, dont les extrémités sont par

conséquent réparties sur un cercle unité à la base, correspond en un point quelconque une série de vecteurs champ dont les extrémités sont réparties sur une ellipse. La notion essentielle, en pratique, est le rapport de l'aire de cette ellipse à l'aire du cercle unité, rapport que nous avons pris l'habitude de nommer "l'aire."

Je n'insisterai pas ici sur la façon de mesurer pratiquement le champ tellurique, à un instant donné, en un point donné, et comment, de la comparaison des enregistrements de ces champs en fonction du temps, en deux points quelconques, M et B, on peut tirer la mesure de "l'aire" de M par rapport à B. Je renvoie à ce sujet à l'article précité. Je signale seulement que le résultat normal d'une série de mesures, dans une région, est une carte des "aires," où chaque point de mesure est affecté d'un chiffre qui représente la valeur de "l'aire," en ce point, par rapport à la base, et où les points d'égale aire sont réunis par des courbes dites "isoaires." Une telle carte ressemble donc à une carte topographique en courbes de niveau: le problème de l'interprétation consiste à remonter de cette carte aux diverses structures du sous-sol qui sont compatibles avec elle.

Donnons un exemple spécialement simple qui permette de pressentir la signification de l'aire. Imaginons un bassin sédimentaire homogène, formé de terrains conducteurs, reposant sur un fond cristallin, en pratique infiniment résistant. Supposons que ce fond soit affecté d'une ride cylindrique, dont le rayon de courbure ne soit en aucun point petit par rapport à l'épaisseur du bassin. Il va de soi qu'un courant circulant parallèlement aux génératrices de ce cylindre se répartit uniformément: les lignes de courant sont des droites parallèles et le champ correspondant est le même partout. Un courant circulant perpendiculairement aux génératrices se répartira tout différemment: ne pouvant pénétrer dans le substratum, les filets de courant devront se resserrer pour franchir la ride, de sorte que l'intensité du courant, et par suite les champs seront plus élevés au-dessus de cette ride qu'à grande distance. Si h est l'épaisseur du sédimentaire au dessus de la ride, h' son épaisseur au loin, le rapport des intensités sera sensiblement $K = \frac{h'}{h}$. Si donc on a choisi une base loin de la ride, à un cercle unité à cette base correspondra sur le sommet une ellipse, dont le grand axe sera allongé perpendiculairement à la ride, et égal sensiblement à $K = \frac{h'}{h}$. Son aire sera $\frac{h'}{h}$. Dans le cas simple qui vient d'être esquissé, on voit que "l'aire" est en chaque point sensiblement proportionnelle à l'inverse de l'épaisseur du sédimentaire.

Si le bassin, au lieu d'être homogène, est formé d'un empilement de couches homogènes, de résistivité ρ_n et d'épaisseur h_n , un raisonnement analogue montre facilement que l'aire est sensiblement proportionnelle, non plus à $\frac{1}{h}$, mais à $\frac{1}{C}$, C représentant la conductance horizontale totale de la

série: $C = \sum \frac{h_n}{\rho_n}$. Toutefois cette conclusion n'est valable qu'autant que les surfaces équipotentiellles telluriques restent assimilables à des plans verticaux; la question se complique lorsque elles s'en écartent, notamment lorsque l'intercalation, dans la série sédimentaire, de couches notablement plus résistantes que les terrains encaissants les obligent à des réfractions importantes. Dans le cas, par exemple, d'une telle couche intercalée, l'effet à la surface du sol de la forme du fond se trouve atténuée dans un certain rapport r , plus petit que 1, mais il s'y superpose l'effet propre de la couche résistante elle-même, qui se trouve être égal à ce que serait l'effet d'un fond infiniment résistant de même forme, cet effet étant multiplié par un autre facteur plus petit que 1, qui s'apparente à $1-r$.

D'une façon précise, si C_o est la conductance horizontale moyenne de la série qui surmonte la couche résistante, et R la résistance transversale de celle-ci, le facteur r correspondant à une ride de largeur l (entre points d'inflexion) est voisin de $\frac{l^2}{l^2 + \pi^2 R C_o}$. Les rides étroites du fond sont donc entièrement masquées, tandis que les rides larges se voient bien; inversement les rides larges de la couche résistante intercalée se voient mal, tandis que ses rides étroites se voient bien.

En multipliant de telles couches résistantes dans la série sédimentaire on arrive finalement à la notion de terrains anisotropes: on voit donc que l'effet de tels terrains sur le champ tellurique dépend à la fois de la forme du fond cristallin, et de la forme des terrains eux-mêmes.

Si la structure du sous-sol s'écarte de la forme cylindrique, la signification précise de l'aire s'écarte de $1/C$, mais en lui restant apparentée: la loi essentielle, qui doit en tous cas servir de guide dans l'interprétation d'une carte tellurique, est d'ailleurs celle de la conservation du courant, et les analogies hydrauliques sont commodes à employer.

Il faut tenir compte enfin, dans une certaine mesure de l'effet de la topographie. Mais, comme ce qu'on mesure, ce sont des champs moyens entre deux points du sol, séparés en général par plusieurs centaines de mètres, l'effet topographique est souvent négligeable, et il ne faut en tenir compte que dans le cas de levés détaillés, utilisant des lignes de mesure courtes.

La méthode tellurique a très largement dépassé le stade expérimental, et a été considérablement employée depuis 1940, en France, Maroc, Tunisie, Gabon, Madagascar, et même Angleterre, soit en vue des recherches de pétrole, soit pour des études de tectonique générale. On signale spécialement, à ce dernier point de vue, l'étude du bassin Rhodanien, de Valence à Vesoul, qui a été effectuée de 1942 à 1946 pour le Bureau des Recherches Géologiques et Géophysiques, et qui a fait partiellement l'objet d'une publication (Friedel et Goguel, 1944). Cette étude a comporté 2.742 points de mesure et couvert 18.220 Km². Au total, à l'heure actuelle plus de 38.000 Km² ont été levés à des échelles diverses, et ce travail représente environ 28.000 mesures.

On commence donc à avoir une bonne expérience des possibilités de la méthode, ainsi que de ses avantages et de ses inconvénients par rapport aux autres. Elle apparaît, en fait, comme intermédiaire à de nombreux points de vue entre la gravimétrie et la sismique réflexion.

Elle n'est pas, et ne peut être, évidemment, aussi précise que cette dernière, qui est la seule dont les indications soient à peu près locales. La répartition du courant dans les terrains conducteurs dépend en effet de leur structure d'ensemble, de sorte que la carte tellurique présente, dans une certaine mesure, un caractère intégral. Elle partage cet inconvénient avec toutes les autres méthodes qui utilisent la structure de champs physiques naturels: magnétisme, gravimétrie, mais elle le présente à un bien moindre degré. C'est qu'en effet, et c'est là un de ses principaux avantages sur elles, le champ tellurique ne dépend, pratiquement, que de la structure des terrains sédimentaires, car eux seuls sont, en pratique, conducteurs. Le socle cristallin, dans son ensemble, fonctionne comme un fond infiniment résistant, et sa structure propre est sans répercussion sur le champ tellurique. Cette structure est par contre, on ne le sait que trop, d'importance souvent primordiale pour l'explication des cartes gravimétriques et magnétiques, introduisant, dans l'interprétation des formes du sédimentaire à partir de ces dernières, une indétermination extrêmement gênante, souvent même fondamentale. Il ne paraît pas nécessaire d'insister longuement sur ce point, bien connu de tous ceux qui ont eu affaire avec les cartes gravimétriques ou magnétiques. Je noterai simplement un aspect, spécialement important, de cette indétermination: c'est l'intervention de la si gênante anomalie régionale. Cette dernière, due aux hétérogénéités de la croûte cristalline, ainsi qu'aux mécanismes compensateurs de l'isostasie, présente en général des variations lentes d'amplitude considérable, inséparables de l'effet des bassins sédimentaires pris dans leur ensemble. Les irrégularités dues aux accidents locaux de ces bassins ne font que s'y superposer, mais elles sont en général beaucoup plus petites, et on sait que l'impossibilité de séparer avec certitude ce qui est régional de ce qui est local ne permet pas de fixer la position précise des accidents cherchés, et que l'incertitude qui règne sur cette position est souvent de plusieurs kilomètres. Dans le cas du champ tellurique, rien de pareil: ses accidents sont dûs à la structure du sédimentaire seul, et il y a en général un lien immédiat entre celle-ci et son image tellurique: il n'y a en général pas d'indétermination de position.

La méthode tellurique présente en outre, par rapport aux méthodes gravimétrique ou magnétique, un deuxième avantage fort appréciable. Le champ de la pesanteur par exemple, dépend de la répartition des densités dans tout l'espace qui entoure le point de mesure; pour essayer d'interpréter les cartes gravimétriques, il faut avoir déjà des idées sur cette répartition. On suppose, en général, qu'elles

s'organisent en couches, dans lesquelles la densité est constante latéralement; les seules discontinuités sont au passage de ces couches, et on suppose les densités connues à l'avance: on peut alors s'efforcer, dans une certaine mesure, de reconstituer la forme des surfaces de discontinuité; une telle opération revient à déterminer, à partir de la carte gravimétrique, la structure d'une série connue, sédimentaire, ou non. Dans le cas du tellurique, il en est évidemment de même: pour interpréter la carte en termes de structure, il est nécessaire d'avoir préalablement des idées sur la constitution de la série, c'est-à-dire les résistivités des diverses couches qui la forment. Dans le cas de la gravimétrie, une connaissance de cette nature ne peut résulter que de l'étude directe d'une coupe mécanique de la série, soit par des affleurements, soit plutôt par un forage. Dans le cas du tellurique, une étude directe de même espèce, le carottage électrique d'un puits, par exemple, est évidemment l'idéal. Mais, lorsqu'on n'en possède pas, on n'est pas désarmé complètement, comme on le serait dans le cas de la gravimétrie. La technique électrique dite "sondage électrique" permet en effet d'obtenir, par des mesures faites uniquement à la surface du sol, des données numériques sinon très détaillées, du moins d'ordres de grandeur, sur les éléments nécessaires à l'interprétation des cartes telluriques: conductance horizontale des séries,

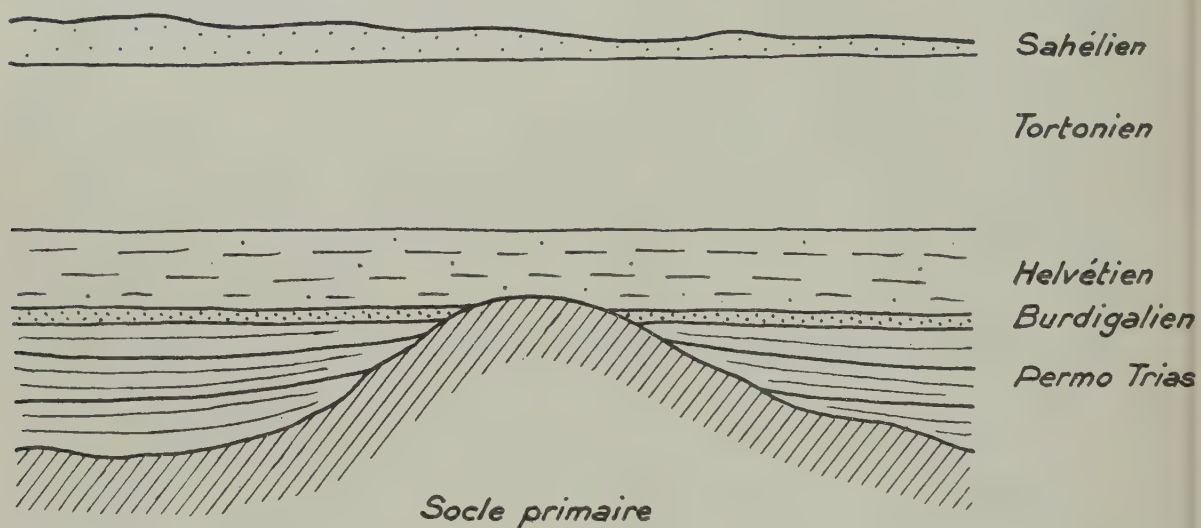


FIG. 1.

résistance transversale, et même, parfois, directement, épaisseurs et résistivités. La combinaison tellurique, sondage électrique permet donc d'aller assez loin dans la reconstitution qualitative et même parfois quantitative, de la structure du sous-sol.

Je me propose de donner deux exemples de comparaisons entre cartes gravimétriques, cartes telluriques, et données sismiques ou de sondages.

J'irai chercher le premier exemple au Maroc. La Meseta Marocaine, plateau primaire incliné vers le Nord, s'enfonce à partir de la route Rabat—Meknès sous des sédiments récents. Ses reliefs d'érosion ont été d'abord empâtés par le permo-trias et la base du secondaire, et longtemps après, le tout a été recouvert de miocène (Burdigalien et Vindobonien). L'épaisseur de ce miocène, nulle au Sud, peut atteindre et dépasser deux mille mètres.

Le problème s'est posé de reconnaître la topographie des Buried Hills primaires sous ces sédiments. La sismique réflexion suit un bon miroir vers la base du miocène, et pourrait en reconstituer la forme géométrique, mais cette base est très calme, et ne rappelle que de fort loin les formes d'érosion, sans doute assez complexes, du substratum primaire (Fig. 1). On a donc procédé à une reconnaissance gravimétrique générale.

La carte de l'anomalie de Bouguer, dont la Fig. 2 représente une partie, montre comme trait essentiel, une vaste anomalie négative, se creusant du Sud au Nord. Cet effet résulte de la combinaison d'un trait géologique essentiel: l'épaississement du bassin miocène vers le Nord, avec un phénomène d'anomalie régionale due à la présence lointaine des montagnes du Rif plus au Nord. Il est impossible de séparer à priori ces deux effets d'ensemble.

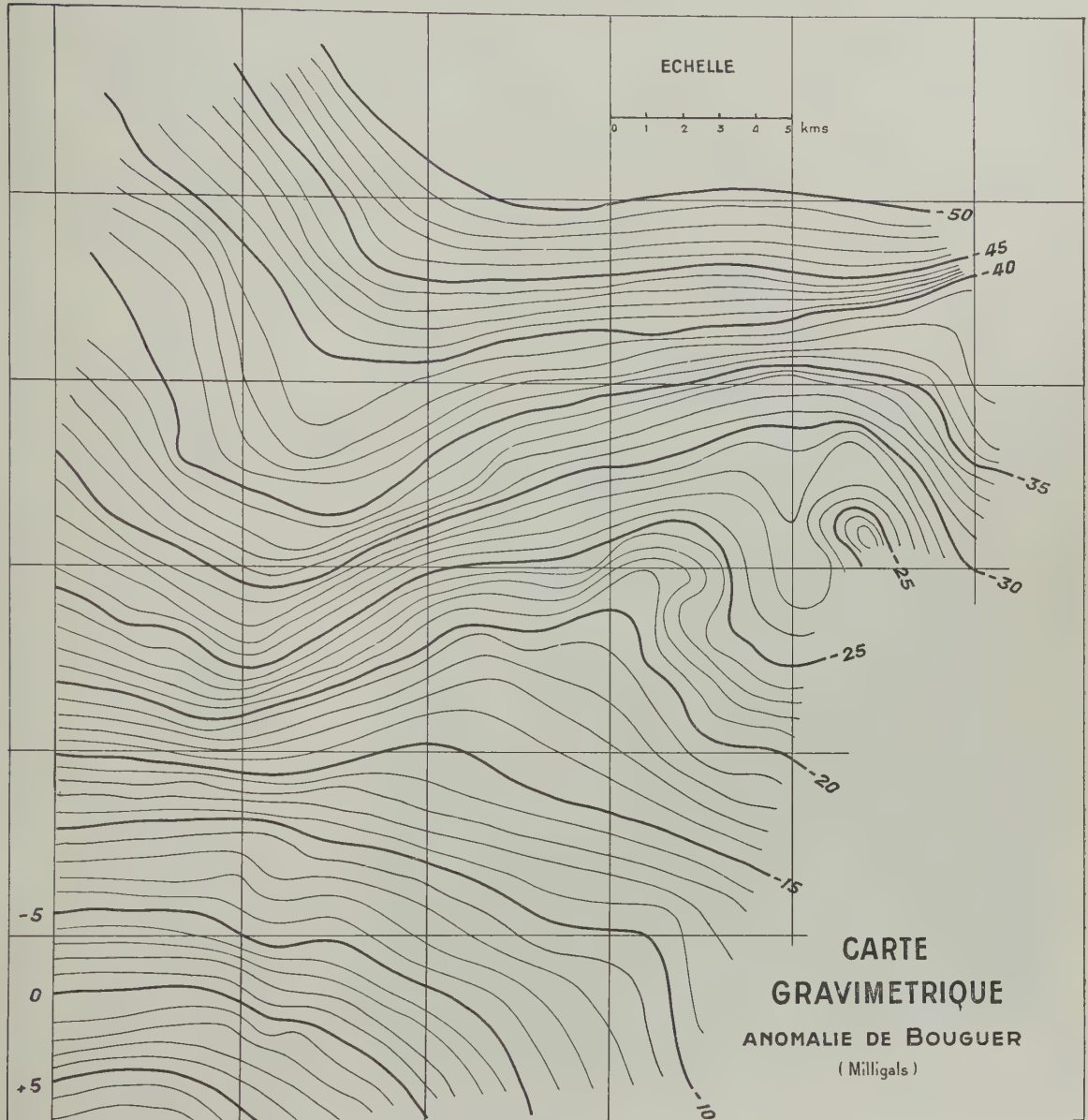


FIG. 2.

Au dessus, viennent se superposer des anomalies plus étroites, dont les causes sont géologiques, mais qui peuvent être:

1°) les ondulations de la surface de séparation entre primaire et secondaire: cette surface marque en effet une discontinuité de densité, discontinuité beaucoup plus faible que celle qui correspond à la surface de base du miocène,

PART V: GEOLOGICAL RESULTS OF APPLIED GEOPHYSICS

2°) les hétérogénéités de constitution du substratum primaire.

Il n'est pas possible de distinguer à priori les effets de ces deux causes, dont les profondeurs sont comparables.

La carte gravimétrique ne donne donc que des indications assez incertaines sur le phénomène étudié: elle circonscrit les zones intéressantes à étudier plus qu'elle ne les étudie.

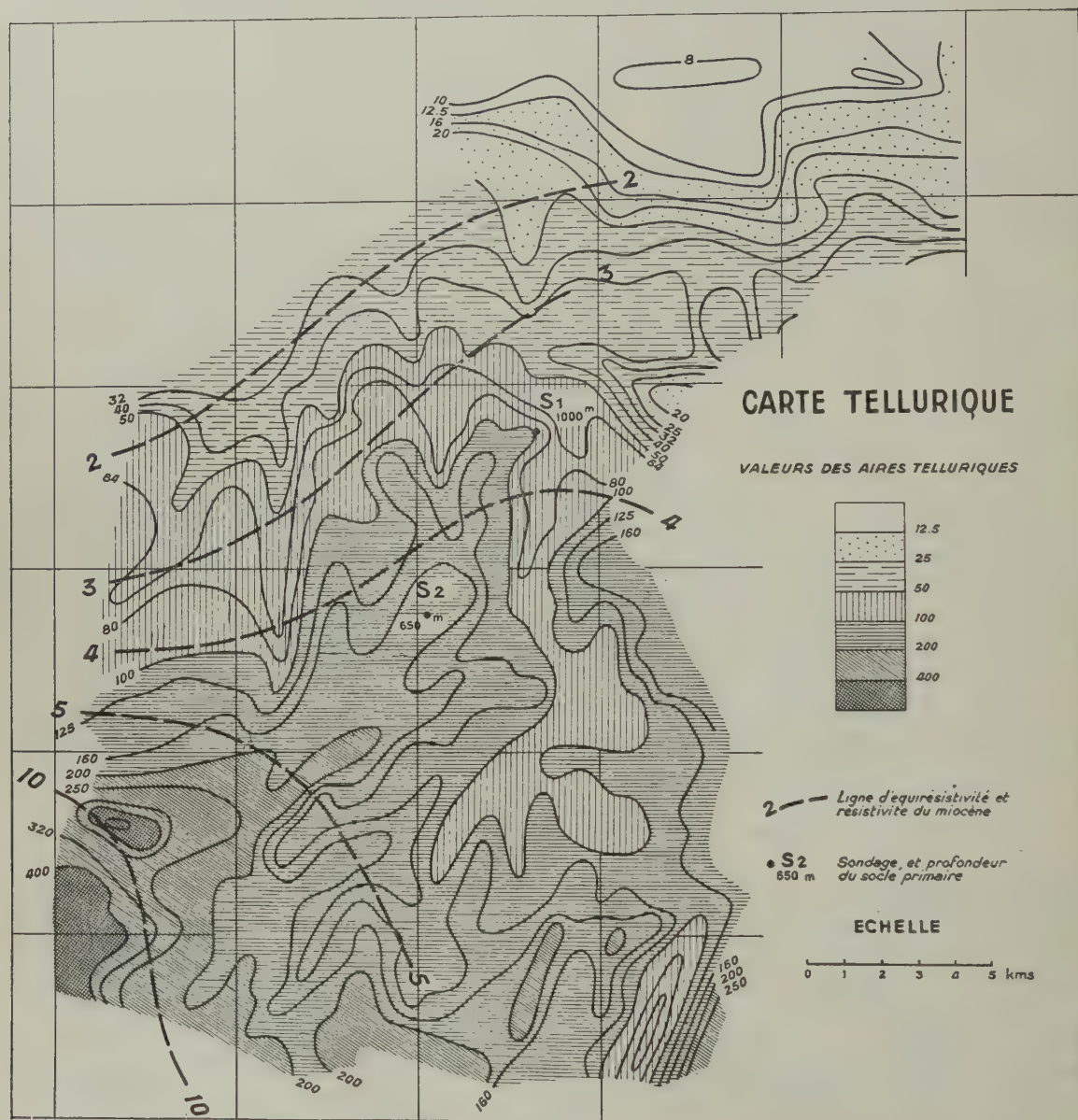


FIG. 3.

Quelques unes de ces zones intéressantes ont fait l'objet de levés telluriques détaillés, et la Fig. 3 représente une des cartes obtenues. Les circonstances naturelles sont, à priori, assez favorables à l'application de la méthode: le miocène, mise à part la partie terminale sableuse, et l'extrême base également sableuse, est formé d'une masse de marnes assez homogènes et conductrices; le secondaire qui le sépare du socle est, dans la zone étudiée, lui aussi assez conducteur; le primaire peut être

considéré comme infiniment résistant. La signification de l'aire tellurique doit être assez proche de l'inverse de la conductance horizontale (à un facteur constant près).

On ne peut manquer d'être frappé de l'extrême différenciation d'une telle carte: l'aire varie de moins de 8 à plus de 400 sur une distance de 55 kilomètres. Une telle variation ne peut être rapportée uniquement à une évolution des profondeurs seules: un sondage mécanique fait en un point d'aire voisine de 100 (S_1) a donné une profondeur du socle d'environ 1.000 mètres: le socle devrait être à plus de 12.000 mètres aux points d'aire inférieure à 8. En fait, en même temps qu'il s'épaissit, le miocène change de faciès: sa teneur en sable diminue et la salure des marnes augmente. On a idée de ses variations de faciès grâce à la mesure de sa résistivité moyenne en place par des sondages électriques: on constate ainsi que cette résistivité décroît du Sud au Nord, et la Fig. 3 indique ses variations: de 10 dans la partie Sud-Ouest de la carte, elle est réduite à 2 dans la partie Nord (et même à moins de 1 dans l'extrême Nord). Un autre sondage, exécuté en S_2 (aire voisine de 200) a montré une épaisseur du miocène de 650 mètres dans une zone où la résistivité est voisine de 4,5; comme celle-ci atteint 3,5 au sondage S_1 , on constate bien l'égalité approximative: $200 \times \frac{650}{4,5} \sim 100 \times \frac{1000}{3,5}$. Par appli-

cation de la même formule, on voit que dans les zones d'aires très basses de l'extrême Nord, où la résistivité est inférieure à 1, la profondeur du socle peut fort bien n'être que de 2.500 à 3.000 mètres.

La carte n° 3 permet ainsi de se faire une image assez précise de la forme de la surface supérieure du primaire, tout au moins dans les zones où aucun calcaire résistant ne vient s'intercaler dans la série secondaire (comme ce serait le cas plus à l'Est). On constatera combien cette image est plus détaillée et plus précise que celle que l'on pourrait tirer de la carte gravimétrique, même en supposant levées les incertitudes d'interprétation signalées plus haut.

Le deuxième exemple sera pris dans le Sud-Ouest de la France, où une campagne d'exploration pétrolière est en cours depuis plusieurs années.

En avant du front Nord Pyrénéen, les affleurements des terrains antérieurs à l'Oligocène sont fort rares entre l'Atlantique et la vallée de l'Aude. Un manteau miocène, pliocène ou quaternaire pratiquement horizontal recouvre tout, à l'exception des affleurements assez chaotiques et discontinus de l'extrême Ouest (région de Dax—Audignon) et des quelques plis des Petites Pyrénées, de part et d'autre de la Garonne, au centre. On sait aussi que c'est dans le noyau cénomanien d'un de ces plis, celui de Saint-Marcet, qu'a été découvert il y a bientôt dix ans un important gisement de gaz naturel. Il était à peu près hors de doute a priori qu'au dessous du manteau récent, tous les terrains jusqu'à l'éocène soient plissés jusqu'à une assez grande distance en avant du front Nord-Pyrénéen, et un des objets de la prospection a été d'en définir avec le plus de précision possible les traits structuraux.

Il n'entre pas dans mon intention de retracer l'historique complet des travaux qui ont été effectués à cet effet. Je me bornerai à comparer, pour la partie centrale de l'étude, les résultats donnés par une carte de reconnaissance gravimétrique, et par des levés telluriques. Pour l'intelligence de ces cartes, il est indispensable de donner quelques indications sur les propriétés physiques de la série stratigraphie.

Les densités des terrains vont, en général, en augmentant avec leur âge. Deux importantes discontinuités de densité doivent prendre place à la base de l'oligocène (discordance post pyrénéenne) et à la base du cénomanien (discordance anté cénomaniennne) et une discontinuité plus faible doit prendre place entre le Permo Trias et son substratum primaire. Ce dernier, par contre, est de constitution très diverse, comme le montrent bien les zones plus ou moins lointaines où affleure ce socle: zone primaire axiale des Pyrénées, Mouthoumet, Montagne Noire. Mais, deux importantes exceptions à l'évolution de la densité avec l'âge sont à prévoir: il existe à la base du crétacé supérieur (les sondages d'Aurignac et de Gensac l'ont démontré) des coulées de roches ultra basiques denses, d'épaisseur variable, et le Keuper comporte des inclusions salines plus ou moins considérables, de densité faible.

Au point de vue électrique au contraire, les choses sont plus simples. Le miocène, d'épaisseur voisine en général de 300 à 500 mètres, est relativement homogène sur de vastes espaces et présente une résistivité de l'ordre de 30 ohm.m. L'éocène moyen et la base de l'éocène inférieur, relativement marneux, sont plus conducteurs (10 à 15 ohm.m.). Puis vient une série, jusqu'au sénonien, où les

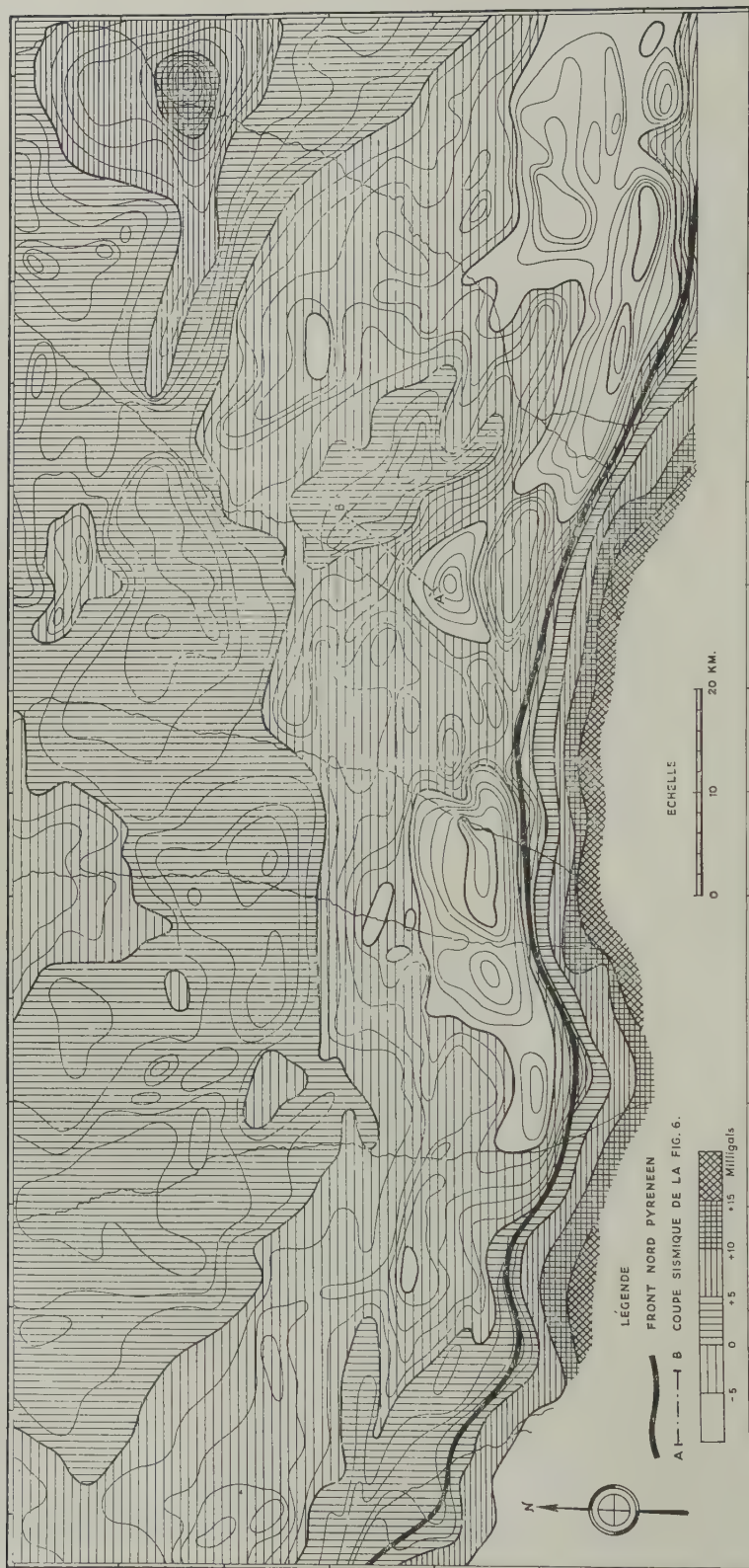


FIG. 4.—Carte gravimétrique générale d'Aquitaine centrale.
Anomalie résiduelle.

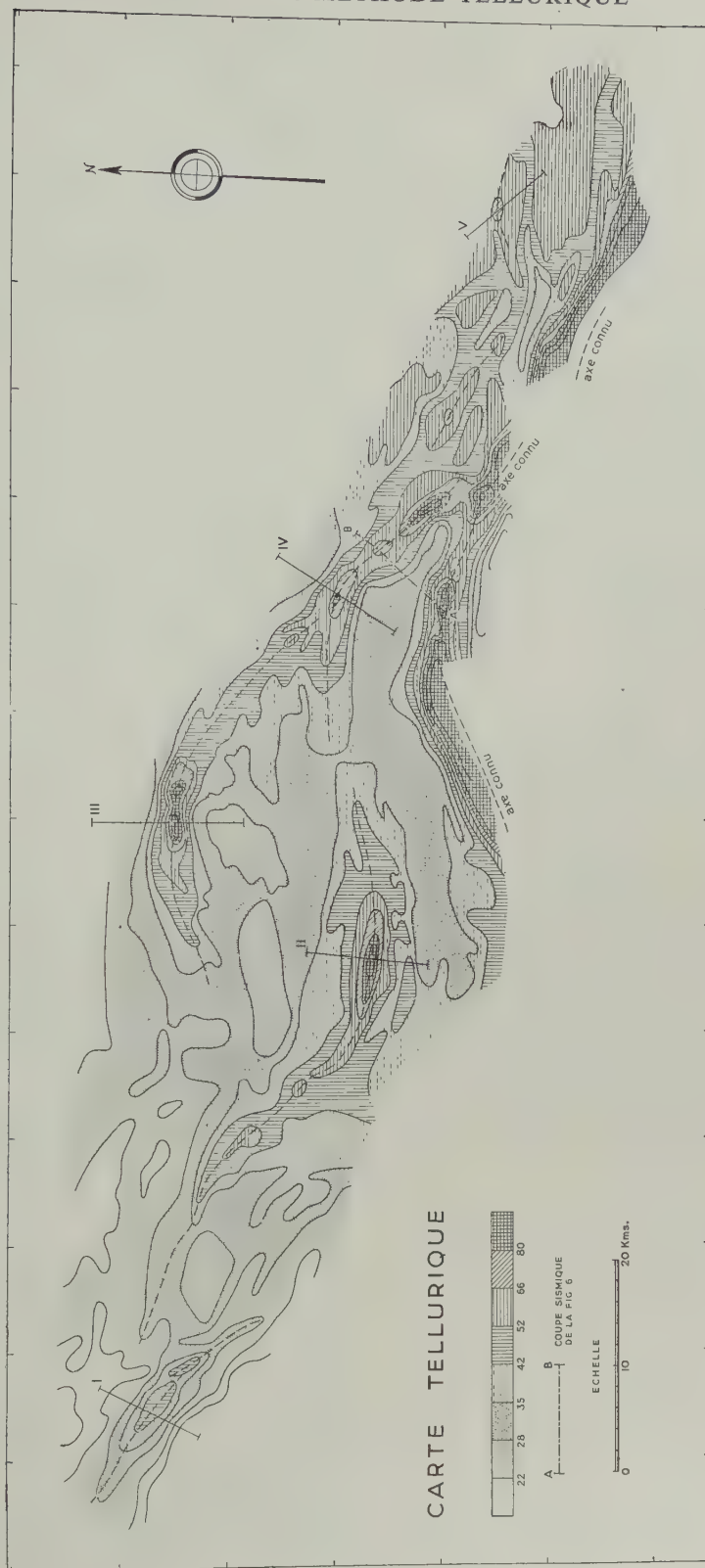


FIG. 5.—Carte tellurique d'Aquitaine centrale.

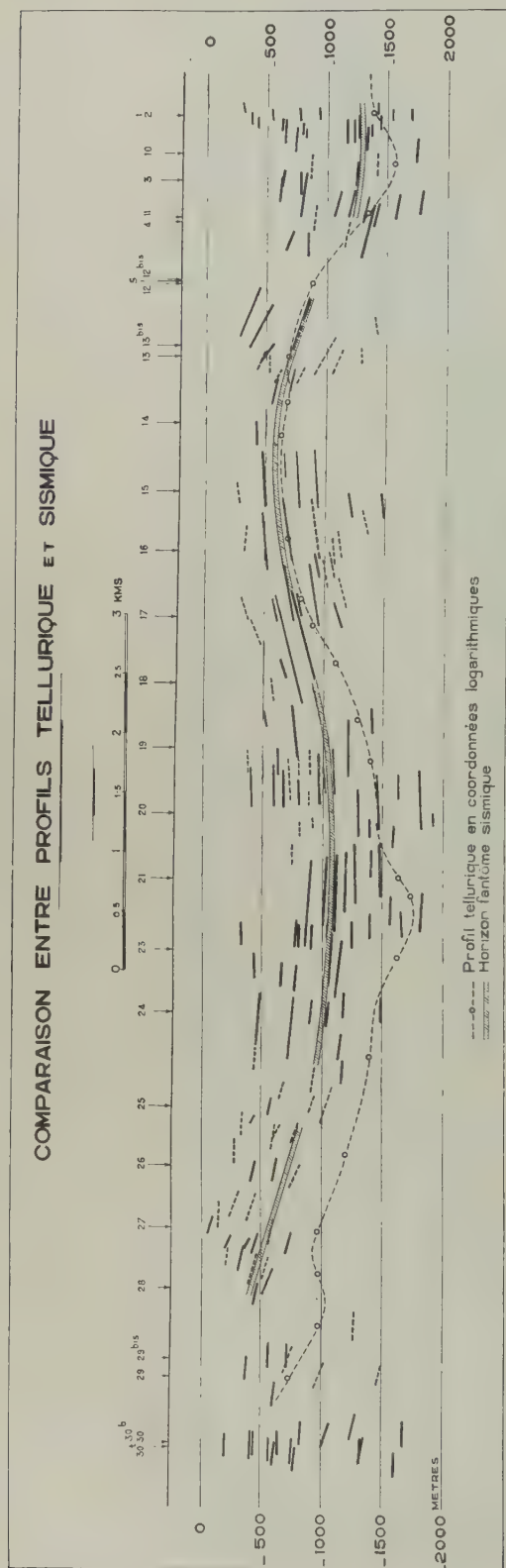


FIG. 6.

intercalations calcaires sont fréquentes, et qui est relativement résistante. Le Sénonien et le Cénomanién, là où ils ont le faciès flysch (avant fosse) sont conducteurs (8 ohm.m. à 4 ohm.m.) mais ce faciès ne s'étend pas très loin au Nord, et il passe à des faciès calcaires plus résistants. Le Cénomanién, quand il est sous forme de brèches grossières, est aussi résistant. Enfin, l'énorme épaisseur des terrains du crétacé inférieur, du Jurassique et du Lias, où les calcaires et les dolomies prédominent, sont résistants, ainsi que le Trias. On peut donc espérer voir très aisément, par méthodes électriques, les formes du crétacé supérieur. Les variations des aires telluriques représentent surtout (tout au moins hors de la zone du flysch) les variations de conductance de la série conductrice de l'éocène. Par contre, les formes des terrains infracénomaniens, qui se noient dans une masse uniformément résistante, seront beaucoup plus difficiles à mettre en évidence.

Les Fig. 4 et 5 présentent les cartes obtenues, par méthodes gravimétrique et tellurique, dans la zone des Petites Pyrénées. La Fig. 5 est extrêmement parlante et montre avec évidence des tracés de plis qui s'organisent en avant des derniers plis géologiquement connus. Si on avait pu avoir des doutes sur sa signification, ils auraient été levés par les coupes sismiques qui ont été faites en travers de quelques uns de ces plis, et dont la Fig. 6 est un exemple. On notera en particulier sur cette coupe la parfaite concordance entre le sommet tellurique et le sommet sismique.

Or, ces traits, si simples et si clairs, il est impossible de les retrouver du premier coup d'oeil sur la carte gravimétrique. La raison de cette difficulté est aisée à comprendre.

Aux effets de discontinuités de densité à l'intérieur de la série sédimentaire et au sommet du socle primaire, s'ajoutent, on le sait, ceux des hétérogénéités du primaire, et de la compensation isostatique. Ces derniers sont éliminés en même temps que l'anomalie régionale, en grande partie tout au moins, et on peut espérer que la carte présentée, qui figure l'anomalie résiduelle, n'en conserve plus qu'une infime partie peu gênante. Mais des traits de la tectonique hercynienne peuvent transparaître au travers du manteau secondaire et tertiaire, et on n'a aucun moyen de les distinguer. D'autre part, nous avons attiré l'attention sur l'influence possible des coulées de la base du crétacé supérieur, que rien ne permet de déterminer. Enfin

le jeu du sel peut avoir des conséquences inattendues. En fait, trois sondages effectués sur les trois structures I, II, III, ont tous trois montré que le sel a percé une partie de sa couverture, pénétrant jusque dans la masse du crétacé inférieur. L'effet de ce sel léger efface plus ou moins complètement l'effet anticlinal, et même, dans certains cas, prédomine sur lui: c'est le cas en particulier, pour la structure II, dont la zone axiale correspond à une anomalie légère.

On voit donc la supériorité, dans le cas présent, de la méthode tellurique pour reconnaître et préciser la tectonique du crétacé supérieur et les quatre sondages I, II, III, IV ont effectivement vérifié les plis correspondants. Par contre, elle est évidemment à peu près désarmée pour voir, au travers des terrains post cénomaniens, la tectonique quelque peu discordante, des terrains antérieurs. La gravimétrie ne peut guère qu'en tracer vaguement les traits essentiels, et on devra avoir recours, pour y parvenir, à la sismique réflexion.

J'espère avoir bien fait comprendre par ces deux exemples, la supériorité de la méthode tellurique sur la méthode gravimétrique, tout au moins dans les problèmes où elle est bien adaptée. Éliminant tout ce qui se passe dans le socle, pénétrant moins profondément dans le sédimentaire, elle définit avec plus de précision ce qu'elle atteint. Elle est, dans bien des cas, sinon aussi quantitative en profondeur du moins aussi exacte en position que la sismique réflexion. Elle peut au moins, dans les cas où cette dernière est chère, servir à prolonger ses données, donc à l'épargner. En outre, ses problèmes de prédilection sont ceux des structures verticales ou redressées: affleurements, anticlinaux redressés, diapirs, failles, c'est-à-dire tous ceux devant lesquels échoue la sismique réflexion. Elle doit donc rendre d'excellents services à la prospection du sous-sol.

RÉFÉRENCES

- FRIEDEL, E., et GOGUEL, J. 1944. La prospection géophysique du Bas Dauphiné. *Annales des Mines et des Carburants*, série 14, tome x, pp. 417-432.
- MIGAUX, L. 1946. Une méthode nouvelle de Géophysique appliquée: la prospection par courants telluriques. *Annales de Géophysique*, tome ii.

DISCUSSION

G. L. PAVER asked if the telluric method was capable of detecting the presence of a buried lava flow.

VAN MASSENHOVE a demandé quelles étaient les limites d'application des diverses méthodes électriques, gravimétriques et telluriques.

L. MIGAUX a répondu que, si la lave présentait des propriétés électriques différentes de celles du son substratum, on la découvrirait. Il était difficile de répondre à la deuxième question en peu de mots. D'une façon générale, on pouvait dire que les cartes telluriques, étant plus précises mais un peu plus coûteuses que les cartes gravimétriques on réservera à cette dernière méthode la première exploration générale d'une zone inconnue, du moins quand elle pourra être faite en automobile. Lorsque ce moyen est impraticable, l'expérience a montré que l'exploration tellurique est aussi rapide que la gravimétrie et peut lui être préférée. Par contre, les études de demi détail pourront être faites en tellurique, si le problème s'y prête, et elles préparerait à peu de frais les études finales de sismique, qui restent indispensables, mais peuvent être réduites par ce moyen au minimum.

FRACTURES ET ZONES DE CHOC DANS LES ALPES NORD-OCCIDENTALES

Par Frédéric MONTANDON

Switzerland

ABSTRACT

Les renseignements sur la fréquence et l'intensité des tremblements de terre dans une zone de choc déterminée sont confirmés, en général, par la présence de fractures et de dislocations. Il semble donc que, pour établir des cartes séismiques, on aurait avantage à puiser à ces deux sources différentes.

Dans les Alpes nord-occidentales, les deux plus violents séismes en terrain calcaire, c'est-à-dire celui de 1601, dans le Nidwald (intensité: IX $\frac{1}{2}$), et celui de 1946, dans le massif du Wildhorn (intensité IX) ont précisément dévasté les deux régions les plus criblées de failles et de décrochements.

Cependant, en ce qui concerne le dernier de ces séismes—lequel a si durement éprouvé les villes de Sion et de Sierre—il est à présumer que son impulsion lui est venue des nappes penniques, qui ont une tendance très nette à avancer du SSE au NNW. D'autre part, quand cette poussée se produit vers Brigue ou vers Viège, l'impulsion est partiellement arrêtée par le massif hercynien de l'Aar, et la violence des secousses en est alors augmentée: l'intensité est arrivée à IX $\frac{1}{2}$ à Brigue en 1755 et à X à Viège en 1855.

INTRODUCTION

POUR déterminer le plus exactement possible la sismicité de telles régions ou de tels pays, il est évident que les tout premiers renseignements à rassembler sont ceux que nous fournissent les anciennes annales, les revues scientifiques et les rapports des observatoires. Cependant, les informations quelque peu détaillées ne remontent guère, en général et en ce qui regarde la plupart des contrées de notre globe, à plus de quatre siècles en arrière de nous, ce qui est très peu.

Afin de donner plus de valeur, si possible, à ces renseignements historiques, il semble qu'on devrait essayer de les confirmer par les données tectoniques et géodynamiques que nous possédons sur les régions ou sur les pays en question. Ces données porteraient essentiellement sur l'état de fissuration et de dislocation des roches, car, ainsi que l'a fort bien exprimé M. le Professeur Harold Jeffreys, "*we may safely say that every fracture visible at the surface has at some time or other been the seat of an earthquake, the majority of many.*"

Pour dresser les cartes séismiques, on se baserait sur les deux sources d'informations que nous avons mentionnées. Une série de signes indiquerait la fréquence et l'intensité maximum des tremblements de terre des différentes zones de choc d'un secteur X, et d'autres signes renseigneraient sur le nombre et l'importance des fractures dans chacune de ces mêmes zones.

C'est en adoptant cette méthode que nous avons tenté d'établir la carte séismique des *Alpes nord-occidentales*, bande étroite et longue s'étendant d'Annecy au *Seelisberg*, et limitée au NW par le plateau molassique, au SE par le bassin du Pô. La place dont nous disposons étant mesurée, nous ne voyons guère la possibilité d'accompagner notre texte d'une planche dépliant.* Qu'il nous suffise donc de ne faire figurer ici que la partie centrale de notre territoire, c'est-à-dire celle au sujet de laquelle nous avons pu réunir le plus grand nombre de renseignements—tectoniques aussi bien que séismiques.—Cette partie centrale comprend la région montagneuse limitée par les localités suivantes: *Montreux, Monthey, Saxon, Viège, Kippel, Interlaken, Boltingen et Bulle.*

* La même raison nous a décidé de ne pas présenter de liste bibliographique. Mais nous ne pouvons nous empêcher de simplement donner ici les noms de quelques uns des auteurs sans l'aide desquels nous n'aurions rien pu entreprendre. Ces noms sont ceux de MM. Adrian, Anderegg, Argand, Badoux, Buxtorf, Campana, Collet, Gagnebin, Haug, Jeannet, Lugeon, Moret, Oulianoff, Paréjas, Rabowsky, Peterhans, Schardt, Schaub, W. Staub, Tercier, Termier, et bien d'autres.

Cependant, avant d'aborder une brève description des zones de choc entre les lacs d'Annecy et d'Uri, hâtons-nous de préciser qu'il ne s'agit ici que d'un essai auquel il pourra être certainement apporté, dans la suite, des modifications et des additions.

I. LES PRÉALPES DE LA HAUTE-SAVOIE

Au point de vue sismique, ce secteur ne fait, pour ainsi dire, presque jamais parler de lui. La côte française du Lac Léman est même connue pour être plus ou moins réfractaire à la propagation des secousses partant du Plateau molassique ou des Alpes suisses. Parmi les rares tremblements de terre locaux du Chablais, nous avons pourtant à en retenir un: celui de 1909, qui a légèrement fendillé

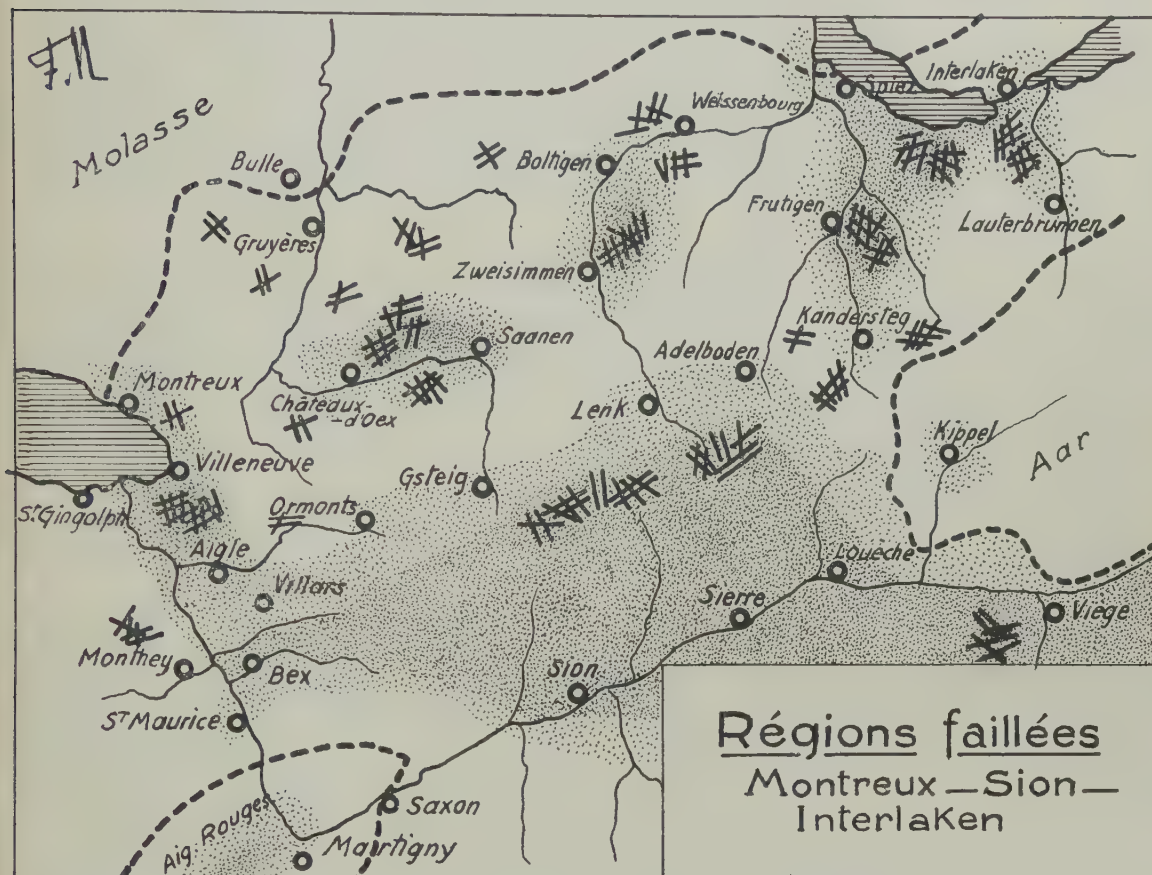


FIG. 1.—Régions faillées, Montreux-Sion-Interlaken.

Les secteurs où ont été décelées des fractures, des failles ou des dislocations sont marqués par des traits noirs enchevêtrés. Dans chaque secteur, le nombre des traits est proportionnel au nombre et à l'importance de ces accidents tectoniques, comme suit:

3 traits	designent	les régions	très peu faillées.
6 "	"	"	peu faillées.
9 "	"	"	moyennement faillées.
12 "	"	"	très faillées.
15 "	"	"	excessivement faillées.

L'orientation des traits sur la carte n'a, bien entendu, aucun rapport avec celle des failles dans les terrains.

Au point de vue des tremblements de terre, les zones de choc sont représentées par des surfaces pointillées: ce sont là les régions épacentrales et pléistoseistes. Les surfaces laissées en blanc sont celles qui, à notre connaissance, ne contiennent pas de foyers sismiques.

PART V: GEOLOGICAL RESULTS OF APPLIED GEOPHYSICS

la célèbre abbaye d'*Abondance* (degré d'intensité: VII). Cette sensibilité paraître résider dans un pli-faïlle très pincé qui affaiblit un anticlinal de Malm passant presque juste au-dessous de cet édifice.

Voici les autres zones où nous avons trouvé une nette concordance entre les chocs locaux—toujours plutôt faibles que forts—et l'existence de failles ou de dislocations:—*Taninge* sur le *Giffre*, *Bonneville* sur l'*Arve*, le *Grand Bornand* sur la *Borne* (affluent gauche de l'*Arve*), *Annecy*, au pied nord du *Semnoz*. Et n'oublions pas, pour finir, le *Salève*, dont les assises néocomiennes sont coupées par trois failles avec décrochements non négligeables. L'une d'elles a joué en 1925, lézardant des maisons dans un village voisin et faisant bouger des meubles à Genève (intensités respectives: VIII et V).

II. LA NAPPE DE MORCLES

Cette nappe, issue en partie de la zone de Chamonix, est très peu faillée en même temps que très peu séismique. La zone de *Cluses* est caractérisée par des failles sur les deux versants de la vallée de l'*Arve*, mais nous ne lui connaissons pas de séismes. Près du *Col des Aravis*, une fracture de 6 km paraît avoir joué lors d'une petite secousse à *Flumet*, en 1912. Dans la zone de l'*Aiguille de Varens* et du *Désert de Platé*, une autre fracture a probablement été en corrélation avec un ébranlement du bassin de *Sallanches* et de *Passy*, en 1868. Notons aussi une faille avec rejet visible au *Vieux Emosson*, entre le Cristallin des Aiguilles Rouges et les quartzites du Trias, faille que nous soupçonnons avoir joué lors d'une secousse locale à *Barberine*, en 1932.

Le seul foyer important de la Nappe de Morcles est celui du *Criou*, situé dans les plis crétaciques au NE de *Samoëns* et de *Sixt*. Cette région est parcourue par une cassure sinueuse d'un développement de 10 km. D'ailleurs, un peu plus au Nord et tout près de la frontière suisse, une autre faille importante vient aggraver les possibilités de secousses violentes: c'est celle du *Col des Puaires*. A l'époque du séisme très étendu du 30 décembre 1879 (int. VII), l'on avait hypothétiquement placé l'épicentre dans la région du *Col de la Golèse*; c'était à peu exact, puisque ce passage n'est qu'à 4 km au NW des failles dont nous venons de parler.

Plus à l'Est, en Suisse, dans les massifs de la *Dent du Midi* et des *Muverans*, la Nappe de Morcles n'offre rien de remarquable, tandis que, plus au Sud, dans la zone de Chamonix, les racines de cette même nappe sont le siège de chocs fréquents et violents.

III. LA ZONE DE CHAMONIX

Coincée entre les massifs hercyniens des *Aiguilles Rouges* et du *Mont Blanc*, cette étroite zone mésozoïque est dirigée du SSW au NNE; elle se continue sur le *Col de Balme* et sur *Martigny*. Les tremblements de terre qui l'ont visitée ont été fort bien décrits, notamment celui de 1905, pendant lequel des fissures se sont ouvertes dans le sol, entre *Chamonix* et *Argentières* (int. VIII½). Plus anciennement, en 1817, des secousses violentes ont non seulement crevassé les églises des *Houches* et de *St-Gervais* (int. VIII), mais elles se sont propagées bien au-delà de *Chamonix* et de *Martigny*, c'est-à-dire qu'elles ont suivi toute la ligne de contact—le long du *Rhône valaisan*—entre les Nappes penniques et les Hautes Alpes calcaires. Plus loin encore elles ont franchi le *Col de la Furka* et le *Col de l'Oberalp*. Dans le *Tavetsch* (région de *Disentis*, Grisons), à 180 km de l'épicentre, l'intensité correspondait encore au degré VI.

IV. BEX-MONTREUX

Ce secteur s'étend du village d'*Evionne*—limite Nord du Cristallin—aux rives du *Léman*, à *St-Gingolph*, *Villeneuve* et *Montreux*. Les trois zones de choc dont il se compose sont très dissemblables entre elles. Elles se caractérisent chacune comme suit.

La zone *Monthey-St-Gingolph* (versant gauche de la vallée du *Rhône*) est occupée pour la plus grande partie par des couches relevant des Préalpes médianes. Quelques cassures ont été signalées aux pointes du *Géant* et de *Tréveneuse*, ainsi que de rares secousses à *Morgins*.

La zone de *Bex*, dans le Trias de la Nappe de *Bex-Laubhorn* (versant droit du *Rhône*) se distingue par des secousses locales plutôt faibles, mais aussi par les répercussions que lui transmettent les foyers valaisans, à travers les trois nappes helvétiques.

La zone *Aigle-Montreux* est la plus digne d'attention. C'est là que s'est produit le mémorable tremblement de terre de 1584 (int. VIII), dont les effets secondaires se sont montrés bien plus graves que les secousses elles-mêmes: nous voulons parler de l'éboulement d'un contrefort de la *Tour d'Aï*, éboulement qui entraîna la destruction de deux villages: *Yvorne* et *Corbeyrier*. Le massif de la *Tour d'Aï* et du *Mont d'Arvel* (Lias, Dogger et Malm) est très crevassé; une gigantesque faille verticale accuse un rejet de 500 m. Mais on est en droit de se demander si les séismes de la zone en question ne seraient pas aussi imputables à une faille hypothétique sous la plaine alluvionnaire du *Rhône*.

Deux circonstances se prononceraient en faveur de cette hypothèse. La première est que l'ancien directeur des salines de *Bex*, de Charpentier, avait remarqué que les 18 secousses qu'il avait lui-même ressenties en cette ville de 1813 à 1854 se propageaient toujours du NNW au SSE, ou aussi vice-versa, du SSE au NNW,—donc de *Villeneuve* à *Martigny* ou vice-versa—mais jamais autrement. La seconde circonstance est que les géologues ont récemment démontré que les anticlinaux des Médiannes du versant droit de la vallée du *Rhône* ne se continuent pas normalement sur le versant gauche; il y a là un décrochement de 2, 3 ou 4 km, d'où la déduction logique d'une faille sous-alluvionnaire de 15 km partant des environs de *St-Triphon* (au SSE) et aboutissant dans le *Léman* au large de *Montreux* (au NNW).

V. LES NAPPES PENNIQUES

Sauf pour le bassin de la *Viège* et pour la région *Brigue-Simplon*, nous avons relativement peu de renseignements sur les foyers séismiques dans les Nappes penniques. Il nous semble que, dans ce grand secteur, on puisse facilement individualiser les quatre zones suivantes.

(a) Celle du front Ouest de la Nappe du Grand St-Bernard, comprenant *Saxon*, *Sembracher*, le *Val Ferret* et le *Val d'Entremont*. Au *Col du Grand St-Bernard*, les chocs séismiques ont été enregistrés régulièrement et depuis longtemps. Par contre, nous ne savons pas grand'chose sur le *Val Ferret*, adossé au massif du *Mont Blanc* et contenant une partie des racines des nappes des *Diablerets* et du *Wildhorn*. Quelques secousses moyennes ou légères s'y sont fait sentir en 1933 et 1937.

(b) La zone de *Zermatt* qui, au contraire de la précédente, est très instable. Plusieurs chocs locaux y ont atteint l'intensité VII. Le terrain est formé ici d'ophiolites et de serpentines, serrées entre les nappes du *Mont Rose* et du *St-Bernard*.

(c) La zone de *Brigue-Simplon*, à l'extrémité nord-orientale de la nappe du St-Bernard. Les séismes y sont souvent violents et parfois désastreux. Celui de 1755 est arrivé à l'intensité IX-IX½. On sait que les nappes penniques ont une tendance très nette à avancer du SSE au NNW.* Les secousses ressenties à *Brigue* ayant leur impulsion arrêtée en partie par le massif hercynien de l'Aar, dévient parfois vers le NE pour suivre, vers *Andermatt*, la ligne de séparation entre ce massif et celui du *Gothard*.

(d) La zone de *Viège-St-Nicolas*, qui n'est pas moins riche que la précédente en séismes redoutables. En 1855, les commotions ont atteint l'intensité X et elles se sont répercutées jusqu'à *Bischofswerda*, en Saxe. A cette époque-là, une crevasse de plus de 2 km de longueur—actuellement encore visible en partie—s'est ouverte dans le front permo-triasique de la Nappe du St-Bernard, au-dessus de la vallée du *Rhône*, sur la commune de *Bürchen*.

Nous avouons ne pas avoir encore assez de notions précises pour délimiter d'autres zones de choc dans le domaine des Alpes pennines. Les renseignements d'avant 1879 sont nuls, et parmi ceux recueillis depuis cette époque, on ne peut guère coordonner entre elles les secousses des vallées de

* En faisant un tableau de la direction des secousses en Suisse et dans les régions avoisinantes (d'après Volger), nous sommes arrivés à la constatation que, lors des tremblements de terre dans les nappes penniques, l'indication donnée est presque toujours du Sud au Nord. A titre de comparaison, il ne paraît y avoir aucune règle, à ce point de vue, dans les Alpes de *St-Gall*, de *Glaris* et des *Grisons*, ni sur le Plateau molassique, ni dans le Jura. Par contre, dans les Alpes de *Savoie* et du *Dauphiné*, la direction d'Est en Ouest semble prévaloir, ce qui est conforme à la courbure de l'Arc alpin.

PART V: GEOLOGICAL RESULTS OF APPLIED GEOPHYSICS

Tourtemagne, d'*Anniviers* et d'*Hérens*. Certains de ces ébranlements sont visiblement liés à des séismes provenant du *Pays d'Aoste*, notamment du *Val Gressonay*.

VI. LA NAPPE DU WILDHORN

On est immédiatement frappé par l'étendue de la zone de choc *Sierre-Sion-Wildhorn-Rawil*. C'est là que se sont déclenchés, dans les deux cents dernières années, une quantité de tremblements de terre, notamment ceux du 19 septembre 1754 (int. VIII) et du 25 janvier 1946 (int. VIII $\frac{1}{2}$ -IX). Les épicentres des premières secousses de 1946 se trouvaient un peu au Nord de *Sierre*, dans les racines de la Nappe ultrahelvétique du Mont Bonvin; mais plus tard, la zone épicentrale s'est déplacée vers le Nord, dans la Nappe du Wildhorn, et notamment dans la région extrêmement disloquée du *Rawil*. A ce propos, il est très instructif de se rendre compte de l'état de fissuration des *Hautes Alpes calcaires*. Depuis les Alpes vaudoises, plus on s'avance vers le *Col du Rawil*, plus les failles se multiplient. Ensuite, plus on s'éloigne de ce col en allant vers l'Est, plus les failles deviennent rares. L'une des grandes fractures entre le *Wildhorn* et le *Wildstrubel* a 10 km de longueur et certains rejets mesurent de 500 à 600 mètres. Enfin, il a été repéré plus de 180 failles dans l'espace d'environ 25 km² que forment la *Plaine Morte*, le *Rawil*, le synclinal d'*Iffigen* et le *Hohberg*.

D'où provient, en général, l'impulsion des séismes du *Valais central*? Probablement de la même région que celle qui fait souvent trembler *Brigue* et *Viège*, c'est-à-dire des *Alpes pennines*. La différence d'intensité entre les chocs de *Brigue* et de *Viège* d'une part et celles de *Sierre* et de *Sion* d'autre part proviendrait, pensons-nous, du fait que, dans le second cas, l'impulsion rencontre, dans les *Hautes Alpes calcaires*, des matériaux plus fragiles et partant une résistance moindre: d'où la démolition progressive des parties faitières et de la retombée sur le versant Nord des plis crétaciques de la Nappe du Wildhorn.

Une circonstance qui viendrait à l'appui de cette manière de voir est le comportement de la secousse prémonitoire (int. VI-VII) du 10 novembre 1945. Suivant les informations concordantes des observatoires de Zurich et de Neuchâtel, le foyer était alors situé un peu au Sud de *Sierre* et de *Sion*. Le front des Nappes penniques passant par la première de ces villes et à 1 km au Nord de la seconde, l'impulsion initiale serait donc bien issue des nappes en question. Il n'est pas superflu de rappeler que, d'après Em. Argand, les Nappes helvétiques ont toujours été passives par rapport aux grands plis couchés penniques. Lorsque ces derniers ont la tendance à avancer, "la terre tremble à la marge de l'hémicycle," autrement dit aux abords du *Rhône valaisan*.*

VII. SARINE ET SIMME

Dans le domaine des Préalpes médianes, le bassin de la *Sarine* présente une zone de choc très individualisée: celle de *Saanen-Rougemont-Château-d'Oex*. Les séismes y sont assez fréquents, mais pas très graves. A *Rougemont*, on a parfois signalé des chutes de moëllons ou des murs fendus (degré VIII), entre autres en 1770. C'est de l'une des trois localités ci-dessus que, chaque fois, les nouvelles des secousses ont été transmises; mais où le foyer doit-il se placer? Dans le massif *Laitemaire-Combetta* (versant droit de la *Sarine*) ou dans le massif *Rübli-Gummfluh* (versant gauche)? Nous n'opinions pas pour ce dernier, qui se compose principalement de gigantesques écailles plongeant dans le *Flysch* et qui ne contient pas beaucoup de véritables fractures. Le versant opposé, au contraire, est très crevassé: de 30 à 40 failles dans le Malm de la chaîne *Combetta-Savigny*, puis quelques autres —offrant des complications—sous le lit de la *Sarine*, et enfin une fracture simple, mais importante, avec un rejet de 150 m. dans le Jurassique, le Crétacé et le *Flysch*, tout près de *Flendruz*, entre *Rougemont* et *Château d'Oex*.

* Aux géologues étrangers que ce sujet intéresse, nous nous permettons de suggérer l'idée d'aller se rendre compte sur place de la disposition des racines aux environs de *Sion* et de *Saxon*. Celles-ci sont souvent visibles sous la forme d'immenses dalles à forte inclinaison. Au Nord de *Sion*, elles montent vers le NNW, tandis qu'à *Saxon*, où l'arc des Nappes penniques s'infléchit franchement vers le Sud, elles sont orientés vers l'Ouest ou vers l'WNW.

La zone du coude de la *Sarine*, avec la *Dent de Corjon* et les villages de *Rossinière* et de *Montbovon*, est une région très stable, presque sans fractures. La *Gruyère* est aussi stable; elle ne paraît pas être influencée par les rares failles du *Moléson* et du *Vanil Noir*. Plus à l'Est, par contre—et encore dans les *Médianes*—il existe des couches disloquées au lieu dit *Neuschels*, au Nord de *Jaun*.

La prochaine zone de choc importante est celle de *Zweisimmen*, *Mannried*, *Grubenwald* et *Boltigen*, villages qui ont ressenti plus 300 secousses en 1885 (int. VIII). Il n'est pas douteux que le foyer était alors situé sur le versant droit du *Simmental*, dans le massif des *Spielgarten*, où les ébranlements ont déclenché de terribles écroulements de rochers. Les failles de cette région se localisent principalement dans les montagnes dominant les quatre localités ci-dessus, où des lambeaux des nappes de la *Brèche* et de la *Simme* alternent avec les *Médianes*. Plus au Sud, du côté de la *Lenk*, les chocs ont été beaucoup moins violents qu'à *Zweisimmen*; le *Haut Simmental* fait partie, en effet, des nappes très stables du *Niesen* et de la zone des *Cols*.

VIII. KANDER ET LÜTSCHINE

Ce secteur peut être nettement divisé en zones stables et en zones instables. Parmi les zones instables, toutes situées en avant (au NW) de la Nappe du *Wildhorn*, on distingue les massifs du *Gerihorn-Bachfluh* (entre la *Kander* et le *Kienbach*), de la *Dreispietz* (au Sud du *Lac de Thoune*) et de la *Kilchfluh* (au Sud d'*Interlaken*). Parmi les zones stables, mentionnons la région à l'W de la *Kander*, à peine faillée, puis celle formant la partie interne de la Nappe du *Wildhorn*—avec le *Düdenhorn* et le *Schilthorn*,—et celle de la Nappe du *Doldenhorn* (prolongement de la Nappe de *Morcles*). Cette dernière zone comprend le massif du *Balmhorn* et de l'*Altels*, non faillé, et la *Blümlisalp*, peu faillée.

A *Frutigen*, les tremblements de terre ont été fréquents; quelques uns d'entre eux ont dénoté une force peu commune (degré VIII) et se sont répercutés jusqu'à *Genève*. En 1898, on a mentionné, dans la zone pléistocéiste, non seulement *Frutigen*, mais aussi le *Kandertal* supérieur, avec le *Lac Bleu*, et le *Kiental*. Cela implique un foyer dans le massif *Gerihorn-Bachfluh*, où abondent les fractures compliquées et les dislocations.

En 1729, l'épicentre paraît s'être trouvé plus au Nord, par le fait que, cette fois-là, c'est *Reichenbach* et *Interlaken* qui ont été le plus secoués (int. VIII), puis *Spiez* et *Reutigen*. Sur les lacs de *Thoune* et de *Brienzen*, les bateaux ont été jetés contre le rivage. Il semble donc qu'à cette époque, ce soient les fractures de la *Dreispietz* et de la *Standfluh* qui ont joué, ou peut-être aussi l'une des failles à grands rejets du *Buchholz Kopf*, au-dessus du *Lac de Thoune*.

Le massif de la *Kilchfluh* ne s'élève qu'à 4 km au S d'*Interlaken*. Il est connu par de formidables décrochements dans le *Malm*. Peut-être ces conditions expliqueraient-elles les séismes de cette ville, par exemple celui de 1835, qui, bien que local, créa une panique parmi les habitants de la région (int. VII). Plus au S, les couches sont beaucoup moins séismiques, et *Lauterbrunnen* n'a été que rarement nommée dans les fastes de la séismologie.

Au NE de ce dernier village, les alentours de *Grindelwald* et tout le massif du *Faulhorn* sont stables, cela malgré quelques séries de fractures sur le versant qui domine le *Lac de Brienzen*, près d'*Iseltwald* et du *Giesbach*. C'est l'un des quelques cas où nous avons constaté que l'état de fissuration des terrains ne coïncidait pas avec leur séismicité. A l'extrémité orientale de ce massif, *Meiringen* n'a été que rarement et faiblement ébranlée.

IX. AAR ET GOTHARD

Les massifs centraux ne sont pas exempts de tremblements de terre. Nous avons vu comment les fortes secousses de *Brigue*, et même de *Chamonix*, suivent facilement le sillon du haut *Rhône*, de la haute *Reuss* et du haut *Rhin*. En 1541, la vallée d'*Urseren* a été secouée pendant un mois; des sources ont été dérangées et l'aire séismique s'est étendue jusqu'à *Lucerne*. Il est à noter que l'*Urseren* est parcouru longitudinalement par une bande mésozoïque passant par la *Furka*, *Realp* et *Andermatt* et séparant le massif de l'*Aar* de celui du *Gothard*. (Cette zone forme un pendant de celle de *Chamonix*).

PART V: GEOLOGICAL RESULTS OF APPLIED GEOPHYSICS

D'autre part, en 1922, un séisme transversal, avec foyer dans le Trias d'*Airolo* (int. VI), s'est propagé vers le N, par le *Col du Gothard* et jusque vers *Engelberg*. Les autres régions du massif de l'Aar ont d'ailleurs été visitées sporadiquement par de légères secousses, par exemple la région du *Col du Grimsel* en 1817, puis celle de *Gadmen* (près du contact avec les nappes helvétiques) en 1817 et en 1919, celle de *Guttannen (Hasli)* en 1846, et celle de *Goppenstein (Lötschental)* en 1919.

X. ALTDORF-ENGELBERG

En 1774, toute la partie occidentale de la Nappe de l'Axen (à l'Est, cette nappe se prolonge jusqu'à Glaris) a été très violemment secouée, notamment les localités d'*Altdorf* et d'*Engelberg*. D'après les descriptions de l'époque, on ne peut douter que la zone épiscopale se soit trouvée dans le massif crétacique passablement faillé des *Gitschenstöcke*, au NW d'*Altdorf*. La force des chocs, qui est arrivée au degré IX dans la vallée de la *Reuss*, n'a pas été moindre à *Engelberg*, à l'Ouest, par delà le massif jurassique de l'*Urirotstock*. De même vers l'Est, sur la rive droite du *Lac d'Uri*, où a été fendue "de notable façon" la grande paroi de l'*Axen*, dans le voisinage de la chapelle de Tell. C'est la faille de l'*Axenmattli* qui a probablement rejoué.

A part ce tremblement de terre historique, nous avons le signalement de plusieurs secousses—faibles ou moyennes—ressenties à *Altdorf*. De quel foyer étaient-elles issues? On avait annoncé que celle de 1868 (int. V) venait de l'Ouest, ce qui ferait présumer qu'alors l'épicentre était le même que ce ui de 1774. Cependant, pour quelques autres séismes, on ne mentionne que la vallée de la *Reuss*, d'*Erstfeld* à *Altdorf* ou à *Fluelen* (en 1879, 1915, etc.) avec, parfois, le village de *Spiringen*, dans le Flysch du versant droit de cette vallée. Cela laisserait à penser à un foyer possible sous les alluvions de la *Reuss*, au point de contact du socle cristallin avec les couches mésozoïques.

XI. SARNEN-GISWIL

Déjà en 1765, on a signalé un séisme à *Giswil*, au S du *Lac de Sarnen*; puis après un intervalle de six jours deux violentes commotions ont semé la panique et occasionné des dégâts (int. VII) à *Sachseln* sur la rive droite du lac. Ces secousses rouvrirent d'anciennes lézardes dont l'église de ce village avait souffert lors d'un tremblement de terre précédent, de date inconnue. En 1773, *Giswil* est ébranlée de nouveau (int. VI), et en 1777 c'est le tour de *Sarnen*, *Sachseln* et *Kerns*, qui subissent des dommages assez sérieux (int. VIII). Dans la suite, on retrouve souvent la mention de ces noms; mais parfois aussi d'insuffisants renseignements relatent des séismes à *Lucerne* ou au *Lac des Quatre Cantons* sans qu'on puisse se former une idée exacte sur la zone épiscopale.

Au point de vue tectonique, le *Lac de Sarnen* est entouré de Flysch, mais dans le voisinage immédiat, vers le SE, les montagnes du *Melchtal* font partie des plis crétaciques du prolongement de la *Nappe du Wildhorn*. Il est évident que le foyer des ébranlements doit se trouver dans les plis en question plutôt que dans l'Eocène des *Schlieren*. Nous n'avons cependant pas pu nous faire une idée exacte de l'état de crevassement des terrains entre *Sarnen* et *Engelberg*. Un détail qui pourra jeter un peu de lumière sur ce sujet est le fait qu'en 1909, lors d'un séisme d'intensité moyenne (VI), le nom de *Melchtal* a figuré à côté de ceux de *Kerns*, *Sarnen*, *Sachseln*, *Giswil* et *Alpnach*.

XII. PILATE-BÜRGENSTOCK

Après la région du *Rawil* et de la *Plaine Morte*, dont nous avons parlé dans un paragraphe précédent, le secteur le plus faillé des Alpes nord-occidentales est celui du *Pilate* et du *Bürgenstock*, montagnes crétaciques qui font partie de la zone bordière de la Nappe du Drusberg, continuation de celle du Wildhorn. Le versant SSE du *Pilate* est criblé d'un nombre considérable de fractures; l'une d'elles présente un rejet de près de 500 m. Le *Bürgenstock* est traversé par des failles qui se prolongent au travers du *Lac des Quatre Cantons*, vers *Vitznau* et *Gersau*. Le centre de tout ce système de cassures se trouve à la colline du *Rotzberg*, sur la rive orientale du *Lac d'Alpnach*, à 2 km de *Stans*. Du *Rotzberg*, déjà très disloqué lui-même, partent quatre longues failles—jusqu'à 8 km—dirigées respectivement vers le *Bürgenstock*, vers *Stans* et *Buochs*, vers le *Stanserhorn* et vers le *Pilate*. La plus importante de

ces failles est sans contredit la dernière, le *Lopperberg-Querbruch*; elle traverse le *Lac d'Alpnach*, puis le massif du *Pilate*; son caractère essentiel réside en un coulisage horizontal de 2 km: en glissant vers le NW, un bloc d'Eocène (côté SW de la faille) s'est juxtaposé au bloc crétacique du *Lopperberg*. Dans de pareilles conditions, cette contrée ne peut forcément que manifester une grande instabilité, ce qui a d'ailleurs été démontré par le tremblement de terre de 1601 (int. IX $\frac{1}{2}$) dont les ondes se sont transmises jusqu'à *Cologne* et *Gotha*.

Au XIX^{ème} siècle, *Stans* a été ébranlée à diverses reprises, entre autres en 1847 et en 1856. Plus tard, en 1902, l'observatoire de Zurich a signalé une secousse verticale et violente (int. VI) à *Alpnachstaad*. Cette secousse a été aussi ressentie au sommet du *Pilate*, à *Alpnachdorf* et à *Kriens* (près de Lucerne), mais elle a été faible à *Hergiswil* (au pied Nord du *Lopperberg*) et nulle à *Sarnen*. Cela dénoterait un épïcéntré dans le bloc d'Eocène dont il a été question plus haut.

CONCLUSIONS

Voici les conclusions que nous avons cru pouvoir tirer des quelques pages qui précèdent.

(1) Les intervalles divisant en deux chacun des deux *Massifs hercyniens*—*Aiguilles Rouges* et *Mont Blanc* d'une part, *Aar* et *Gothard* d'autre part—contiennent des racines mésozoïques qui sont le siège de tremblements de terre ou qui forment une ligne de facile propagation pour les ondes séismiques.

(2) Les constatations faites par les géologues au sujet de la cinétique des *Nappes penniques*—*Combin*, *Dent Blanche*, *Cervin*, *Mont Rose*—lesquelles avancent du SSE au NNW, sont confirmées par les observations séismologiques. C'est dans la partie orientale de ces nappes que se sont produits les plus violents tremblements de terre des Alpes nord-occidentales.

(3) La *Nappe de Morcles*—*Aravis*, *Dent du Midi*, *Muveran*—continué à l'Est (par delà la *Nappe du Wildhorn*) sous le nom de *Doldenhorndecke*—*Balmhorn*, *Blimlisalp*—est très peu faillée; elle est aussi très pauvre en foyers séismiques.

(4) La *Nappe du Wildhorn*—*Sanetsch*, *Wildhorn*, *Rawil*, *Wildstrubel*, *Lohner*—est excessivement faillée, surtout à son bord septentrional; elle est, de plus, très fréquemment secouée.

(5) La continuation vers le NE de la *Nappe du Wildhorn* est très faillée en même temps qu'assez fortement séismique sur son bord NW—*Gerihorn*, *Dreispietz*, *Kilchfluh*. Par contre, sa partie interne—*Schilthorn*, *Faulhorn*—est stable.

(6) La *Nappe de l'Axen*—comprenant le groupe de l'*Urirotstock*—est passablement faillée et assez souvent secouée.

(7) Les *Préalpes médianes* présentent des caractères irréguliers. La séismicité ne s'y manifeste que dans les régions où les fractures sont le plus nombreuses—*Tour d'Al*, *Rougemont*, *Simmental moyen*.

(8) La *Bordure Nord* des Alpes nord-occidentales ne présente qu'une seule zone très fissurée et très séismique: c'est celle du *Pilate* et du *Bürgenstock*.

(9) En résumé, il existe un rapport frappant de proportionnalité—à part quelques petites exceptions—entre l'état plus ou moins fissuré des terrains que nous avons étudiés et le plus ou moins de sensibilité séismique de ces derniers.

DISCUSSION

Au sujet du tremblement de terre du 25 janvier 1946 en Suisse, S. G. TROOSTER a demandé à quelle profondeur se trouvait l'hypocentre, étant donné que la zone épïcéntrale était située dans la région de Sierre et sur les pentes du massif du Wildhorn.

F. MONTANDON a répondu que les chiffres communiqués par les observatoires de Zurich et de Neuchâtel ont passablement varié. Il faut se baser sur un minimum d'environ 15 km. et sur un maximum de 50 km. Immédiatement après les premiers chocs des 25 et 26 janvier, une commission munie de séismographes portatifs a été envoyée de Zurich dans la zone épïcéntrale. Les chiffres obtenus à plusieurs endroits des régions de Sierre et de Montana se sont davantage rapprochés du minimum que du maximum. Ces données correspondent bien au fait que, dans les Alpes occidentales, les hypocentres sont beaucoup moins profonds que dans la continuation des Alpides vers l'Est. Par exemple 5 à 10 fois moins profonds que dans les Alpes de Transylvanie.

THE RELATION OF THE TARIM BASIN TO ITS BORDER RANGES AS ELUCIDATED BY GRAVITY DATA

By E. NORIN and N. P. AMBOLT

Sweden

ABSTRACT

The importance of the Tarim Basin has long been appreciated, but its detailed structure is obscured by recent deposits. Based on 48 gravity observations by pendulums, arranged along two sections, the tectonic character of the Basin is revealed. The implications of the gravity survey are discussed.

THE character of the Tarim Basin as a nuclear element in the geological structure of Central Asia was suggested on purely tectonic considerations by Argand (1924), who distinguished it as "Serindia." The "Tarim Oldland" of Grabau (1924) covers the same conception. As the interior of the basin is almost completely buried below Pleistocene deposits and sand dunes, there is, unfortunately, little possibility of unravelling its geological structure by ordinary field surveys.

The theory of Argand has, however, been substantiated to a certain extent by the discovery of an extensive area of Archaean gneiss and Cambro-Ordovician formations, the latter comparatively slightly disturbed, along the north-eastern border of the assumed nuclear region (Norin, 1937). The ancient nucleus or Oldland is also considered to include the mountainous region of the Kelpin District at the western end of the basin (the Kelpin Block of Norin, 1941), enclosed between the zones of folded Tertiary formations along the frontier of the Tien-shan and the Western Kun-lun. We have here a complex of thrust sheets, probably para-autochthonous, of Late Palaeozoic formations (the Döne Arches of Gröber, 1914) overthrust towards the south-east over a foreland of comparatively slightly deformed Palaeozoic strata of platform type, amongst which beds of Ordovician age enter as an important constituent. The southern border of the block extends along the northern side of the bay of Kashgar in an east-south-easterly direction, and possibly passes close to, and north of, the Khotan Mazartagh in the middle of the desert of Taklamakan.

The zones of very thick Cenozoic deposits along the border of the Kelpin Block being of importance in the following discussion, some data about their stratigraphy and structure should be added. These zones represent depressions which can be traced already at the beginning of the Mesozoic Era; an unknown but certainly enormous thickness of fluviatile, lacustrine, and other continental formations accumulated here throughout the Mesozoic and the Tertiary. In the southern zone, a pronounced unconformity (Gröber, 1914) separates the Upper Permian, Triassic, and Jurassic sequence (the Angara Complex) from the Tertiary Sanju Group. The folding was followed in the Paleocene by an invasion of the sea from Russian Turkistan into the Tarim Basin through a strait between the Kun-lun and the southern Tien-shan, and here a shallow sea, extending from the slope of the Kun-lun to about the middle of the basin, lingered during the Eocene and the Early Oligocene. The younger divisions of the Tertiary, which here attain an aggregate thickness of several kilometres, consist of varied coloured marls, calcareous sandstones, and riverine conglomerates, generally moderately strongly folded.

In the northern zone, on the other hand, the unconformity between the Angara Group and the Cenozoic sequence (the Kuchar Group) is much less conspicuous and hard to define and no trace of marine beds has been found in the latter. Also, the thickness here is very great, the Pliocene-Pleistocene formations alone measuring more than 1 km. This zone, much reduced in thickness by thrusting, begins as a narrow strip along the Taushqan-darya Valley, interwedged between the Döne Arches and the Kōk-shal-tau, the frontier range of the Southern Tien-shan. East of the Aqsu-darya,



the zone widens to form a broad belt of foreranges and ridges along the northern border of the Tarim Basin, but it terminates abruptly as a surface feature, together with the subjacent Angara Beds at 85° E. The further extension of the zone is unknown.

Within the area of the Kelpin Block only the uppermost division of the Kuchar Group is represented, resting nearly conformably on the Permian with a thick basal conglomerate.

The tectonic character of the Tarim Basin is further elucidated by the gravimetrical data now available since the publication of the pendulum measurements made in 1928–32 by Ambolt (1948). Forty-eight pendulum stations are grouped along two sections (Fig. 1): one across the Eastern Tien-shan at approximately longitude 89° between the Dzungarian Basin and Lop-nor, the other across the western part of the Tarim Basin along the Khotan-darya between Aqsu and Khotan and further across the Kun-lun to the Tibetan Plateau. It is hoped that these stations will serve as base points for a detailed gravity survey with gravimeters, planned to follow. Concerning instrumental equipment, and methods used, the reader is referred to Ambolt's paper. As yet, only the free air and Bouguer anomalies have been calculated; the Bouguer anomaly is, however, of such a magnitude that it serves to give some orientation concerning the regional distribution of gravity below the surface of the geoid (Fig. 1–3).

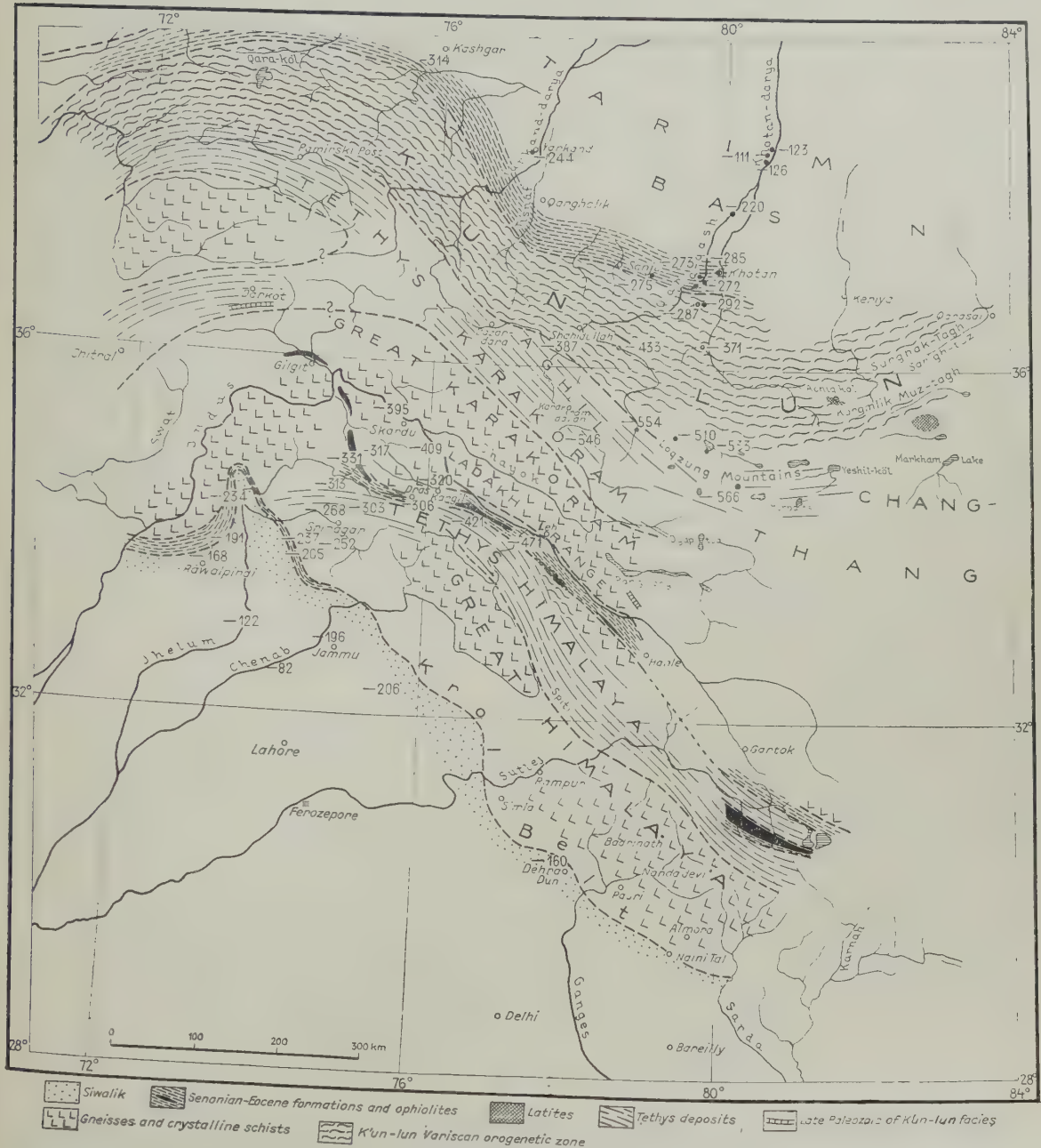
As a general feature it is noted, that the Bouguer anomaly is negative at all stations even at those situated below sea level (the Turfan Basin). The free air anomaly ($\Delta g = g_o - \gamma_o$) is of the same magnitude (+13 mgal) on the plains of the Tarim Basin at about 1,200 m. as on the plains of the Tibetan Plateau at about 5,000 m. The measurements along the western section further indicate the existence of a median zone of minimum anomaly ($\Delta g_o = -111$ to -161 mgals), from which the anomaly increases laterally (Fig. 3). On its southern side, this increase becomes conspicuous at a distance of 100–150 km. outside the great boundary fault along the Kun-lun, increasing with a gradient of about 0.5 mgals/km. towards this boundary. In the Kun-lun the gradient increases to about 0.9 mgals/km. with an anomaly of about -400 mgals along the crest zone of the mountain system. In the Great Karakoram and on the Tibetan Plateau, the anomaly is above -500 mgals with a maximum value of -566 mgals.

As seen on the diagram, Fig. 3, the zone of minimum anomaly covers partly the hypothetical extension of the Kelpin Block. The increase in the anomaly south of Khotan Mazar-tagh coincides roughly with the broad trough of Tertiary sediments. The value, -285 mgals at Khotan, is however of such a magnitude as hardly to be explained plausibly by the local geological structure alone. If the anomaly were due only to the lighter sediments of the trough, we should expect a larger decrease in the anomaly than is actually the case at the great boundary fault, where Variscan crystalline rocks appear in force. As a matter of fact, the anomaly increases with still higher gradient in the Kun-lun, the increase being roughly parallel to the increase of the mean elevation, culminating on the Tibetan Plateau. The anomaly is therefore probably largely due to a deep-seated source of another nature, such as changes in the thicknesses and depths of the sialic and simatic zones of the Earth's crust. The distribution of gravity along the section can be explained by assuming an upheaval of the zone of Alpine folding due to a tendency of the root of the orogenetic zone to re-establish isostasy, accompanied by a subsidence of the Tarim Median Mass due to downward drag in connection with mass movements in the depth directed towards the rising zone.

There are earlier evidences in the varied geological history of the Kun-lun of movements of such trends (Norin, 1946). Thus, in the Cenomanian, the sea transgressed over the Tibetan Plateau and on this foundering floor a thick sequence of marine limestones and marls were deposited, albeit with interruptions, during the Cenomanian, Turonian, and Senonian (Fig. 2). Upon these marine beds were then deposited, probably at the end of the Cretaceous, or in the Early Tertiary, flysch-like sandstones and continental beds, and there is no evidence of any later marine transgression on the north-western parts of the Tibetan Plateau. The transgression of the nummulitic sea into the Himalayas in the Eocene seems not to have extended beyond the Transhimalaya, but at about the same time, in the Paleocene, a transgression is registered along the southern border of the Tarim Oldland. This transgression coincides, more or less closely, with the regression of the sea from the Tibetan Plateau,

indicating that the upheaval of the plateau and the Kun-lun was accompanied by a subsidence of the northern foreland.

Because of the lack of gravity data from the Central Tien-shan, we do not know whether a similar



PART V: GEOLOGICAL RESULTS OF APPLIED GEOPHYSICS

the Kun-lun frontier. It should be noted, however, that the Post-Tertiary upheaval of the Central Tien-shan is very considerable in the west and decreases eastward.

The section across the Eastern Tien-shan (Fig. 3), which is based on 18 pendulum stations, presents several interesting features and a general distribution of gravity quite different from that found in the section across the Kun-lun. Whereas in the latter, there is a steady increase in the anomaly towards the crest zone of the range, we find in this Tien-shan section comparatively small variations and no

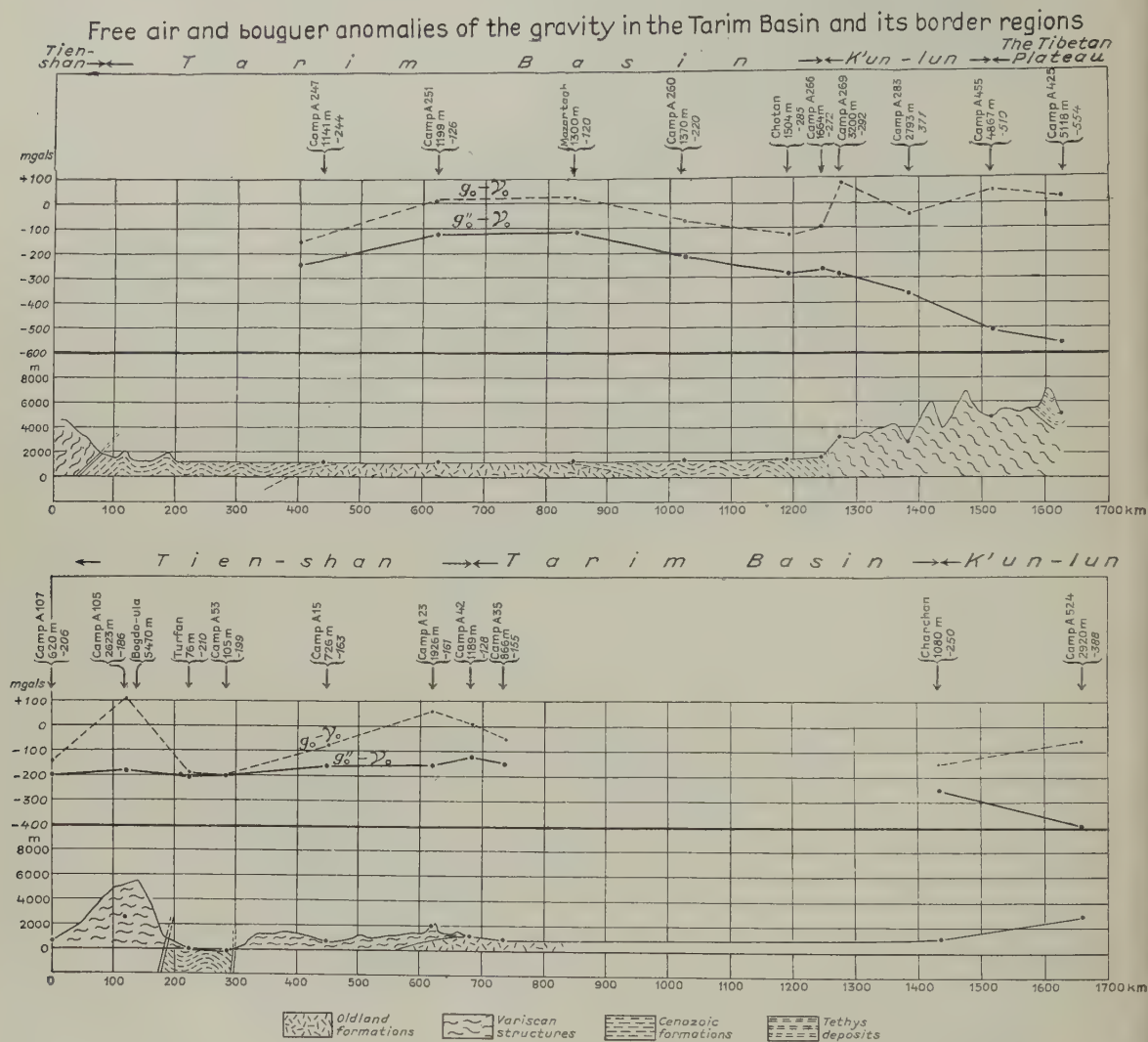


FIG. 3.

apparent relation between the anomaly and the mean elevation. Thus, at Bejantura in the Turfan Basin with an altitude of 105 m. below sea level, the anomaly is -199 mgals, whereas at Camp A105 in the Bogdo-ula Range 2,728 m. higher, an anomaly of -186 mgals was measured. At Tu-tun-tze, Camp A107, on the northern side of the range, at 620 m. the anomaly is -206 mgals. Geological evidences indicate that the Bogdo-ula is a rising horst block in the Tien-shan mozaic.

The map Fig. 1 further shows that at the stations in the southern Tien-shan and in the region of Quruq-tagh, the anomaly varies between -124 and -162 mgals, apart from the exceptionally high

value (—222 mgals) at Camp A13 and which, for various reasons, must be regarded as abnormal. The anomaly (mean value —143 mgals) is here of similar magnitude to that in the western central part of the Tarim Basin. But we also notice a marked increase in the anomaly north of the great fault which extends along the southern border of the Turfan Basin; the higher anomaly prevails at all the stations in the northern Tien-shan. This boundary coincides with a prominent geological feature in the structure of the Tien-shan, *viz.*, the boundary between the southern and the northern arches, marked orographically by the great depressions of Turfan, the upper Yulduz, and the Issiq-köl. In the southern ranges, almost all the larger divisions of the geological time scale from the Cambrian to the Permian are represented mainly in geosynclinal facies, intruded by large masses of granite, whereas the northern ranges of the Eastern Tien-shan are built up of mainly one huge sedimentary and volcanic complex, the Chirgöstau Series and the Chichitsao Series of Middle to Late Palaeozoic age. The regional variation in the anomaly in this old Variscan orogenetic zone seems, thus, to be due largely to the geological superstructure, whereas the deep-seated component varies only slightly. In the Alpidic orogeny of the Tethys geosyncline, on the other hand, the deep-seated source exerts a dominant effect, as we have seen above. Or, in terms of Airy's theory: the root of the Tien-shan orogeny has (in the Eastern Tien-shan) spread laterally and mingled extensively with the adjacent sima, whereas the root of the Alpine orogeny has not reached that stage.

REFERENCES

- AMBOLT, N. P. 1948. Relative Schwerkraftsbestimmungen mit Pendeln in Zentralasien. *Rep. Sino-Swedish Exped.*, ii, 2. Stockholm.
- ARGAND, E. 1924. La tectonique de l'Asie. *C.R. XIII Congr. géol. int.* Liège.
- GRABAU, A. 1924. Migration of geosynclines. *Bull. Geol. Soc. China*, iii. Peking.
- GRÖBER, P. 1914. Der südliche Tien-schan. *Pencks geogr. Abh.*, vol. x. Leipzig.
- NORIN, E. 1937. Geology of Western Quruq-tagh. *Rep. Sino-Swedish Exped.*, iii, 1. Stockholm.
- 1941. Geologic reconnaissances in the Chinese Tien-shan. *Rep. Sino-Swedish Exped.*, iii, 6. Stockholm.
- 1946. Geological explorations in Western Tibet. *Rep. Sino-Swedish Exped.*, iii, 7. Stockholm.

SÉISMOLOGIE ET STRUCTURE DU SOUBASSEMENT DES ALPES

Par N. OULIANOFF

Switzerland

ABSTRACT

Le séisme suisse du 25 janvier 1946 a été enregistré par quatre stations proches de l'épicentre (Neuchâtel, Bâle, Zurich, Coire) et disposées en éventail. Cette particularité avait grandement favorisé l'analyse de la structure de cette partie de la croûte terrestre. Avant 1923, on transposait sur le soubassement cristallin les lignes directrices (NE-SW) de la tectonique alpine. J'ai pu démontrer que cette conception géométrique était erronée, et que les noyaux granitiques des anciens massifs du Mont-Blanc et de l'Aar ont une orientation N-S. L'orogénèse alpine n'a pas fait disparaître complètement cette ancienne tectonique. Au contraire, dans certains cas, les lignes directrices alpines ont été déformées par l'intervention de la tectonique ancienne, tandis que cette dernière subissait un "rajeunissement" sous l'impulsion de la poussée alpine. Hypothétiquement, des relations directes existeraient entre le Mont-Blanc et les Vosges, de même qu'entre l'Aar et la Forêt Noire. Ces deux chaînes anciennes seraient séparées par une dépression formée antérieurement au plissement alpin. L'analyse sismique a indubitablement confirmé cette hypothèse. Elle a permis de constater, pour la première fois, l'existence dans l'épaisseur de la croûte terrestre, des structures à plans de séparation en position verticale.

DANS la sismique appliquée, la méthode australienne s'est avérée particulièrement fructueuse. Il s'agit de mettre les appareils récepteurs en éventail autour du point d'explosion. On désirerait pouvoir employer cette méthode pour les recherches géologiques concernant les régions dont la surface se mesure par des milliers de km². Mais il est évident que des expériences à cette échelle ne peuvent être faites qu'exceptionnellement. C'est, par exemple, le cas des explosions d'Heligoland ou de Haslach (Charlier, 1947; Various Authors, 1942).

L'autre cas, tout aussi exceptionnel, serait un tremblement de terre naturel qui se produirait dans une région où plusieurs sismographes permanents seraient disposés en forme d'éventail autour de l'épicentre. Les conditions d'enregistrement du tremblement de terre du 25 janvier 1946 en Suisse seraient comparables à cette dernière catégorie de dispositifs. Son épicentre était situé dans le Valais, notamment entre les localités de Montana et de Sierre (voir Fig. 1). Les quatre stations suisses d'enregistrement permanent à Neuchâtel, Bâle, Zurich et Coire se trouvaient être disposées en éventail autour de cet épicentre. L'angle entre les deux rayons extrêmes, l'épicentre-Neuchâtel et l'épicentre-Coire, était de 120°. La seconde particularité de ce "dispositif" naturel réside dans le fait que la distance minimum, l'épicentre-Neuchâtel, est de 86,4 km, et la distance maximum, l'épicentre-Coire, est de 166,5 km. Ces faibles distances assurent le passage des rayons sismiques dans l'épaisseur du Sial, sans qu'ils pénètrent dans le Sima.

Il faut encore faire ressortir les particularités de l'édifice géologique qui caractérise cette région. L'épicentre se trouve entre deux massifs cristallins, celui du Mont-Blanc à l'Ouest et celui de l'Aar à l'Est. Durant ces dernières années, la structure de ces massifs anciens a été étudiée de façon approfondie (Oulianoff, 1924, etc.), ce qui a permis d'établir l'orientation des lignes directrices des anciennes tectoniques. Les résultats obtenus ont modifié les conceptions courantes jusqu'alors, parmi les géologues, au sujet de la structure du soubassement cristallin des Alpes. Ainsi, l'interprétation des observations faites sur le terrain après le tremblement de terre et l'analyse des sismogrammes ont pu être utilement guidées par les nouveaux résultats de ces études géologiques détaillées.

Toutes ces circonstances ont fait du séisme du 25 janvier 1946 un cas exceptionnellement intéressant, permettant de contrôler, dans une épaisseur considérable de la croûte terrestre, les résultats des analyses géologiques antérieures.

Pour mieux faire comprendre l'exposé qui va suivre, je trouve nécessaire de présenter ici un bref résumé des travaux géologiques qui ont contribué à l'interprétation des résultats géophysiques.

En 1924 a paru ma publication concernant la région de l'Arpille (Oulianoff, 1924). Cette région fait partie du grand massif cristallin du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges. J'ai pu y constater l'existence des lignes directrices de l'ancienne tectonique, totalement différentes de celles qui sont propres à la tectonique alpine. Plus tard, pendant la longue période de recherches dans le massif du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges, recherches détaillées et combinées avec des excursions de comparaison faites dans le massif de l'Aar, je suis arrivé à la conclusion, maintes fois confirmée par de nombreuses observations, que les anciennes tectoniques qui ont affecté les massifs du Mont-Blanc

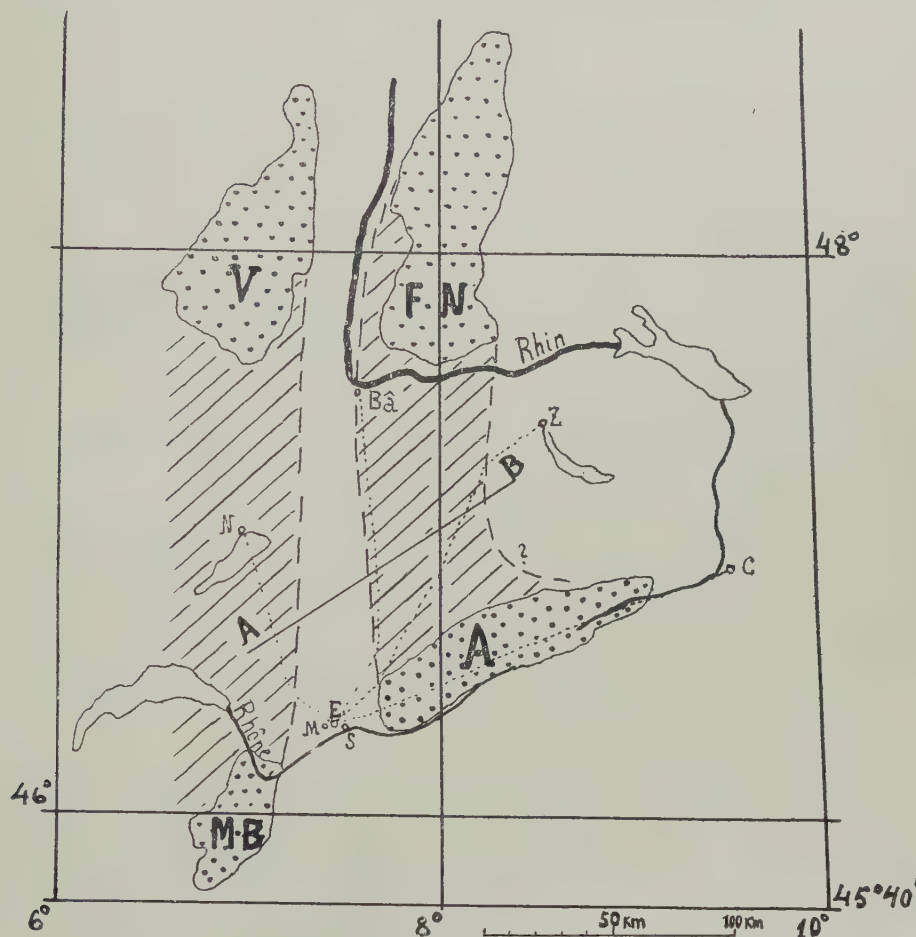


FIG. 1.—Carte de la région à laquelle correspond l'étude du séisme du 25 Janvier 1946.

E—épicentre, *S*—Sierre, *M*—Montana, *N*—Neuchâtel, *Ba*—Bâle, *Z*—Zurich, *C*—Coire, *M.-B.*—massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges, *A*—massifs de l'Aar et de Gastern, *V*—massif des Vosges, *F.N.*—massif de la Forêt Noire, *A-B*—trace du profil représenté sur la fig. 2. Les surfaces recouvertes de *pointillé serré* indiquent la position des quatre massifs granitiques affleurant à la surface de la terre. La hachure représente approximativement les zones de liaison entre les quatre massifs granitiques. Elles sont invisibles à la surface, étant recouvertes par les formations jeunes du Secondaire, du Tertiaire et du Quaternaire. Les lignes en pointillé fin représentent (schématiquement) les rayons séismiques entre l'épicentre et les stations séismographiques de Neuchâtel, de Bâle, de Zurich et de Coire.

et de l'Aar sont caractérisées par des lignes directrices orientées tout autrement que celles, si manifestes, des roches sédimentaires appartenant à la chaîne alpine actuelle (Oulianoff, 1930, etc.). En laissant de côté divers détails et en généralisant les résultats obtenus, je pourrais résumer ainsi l'orientation des lignes directrices des trois plissements successifs:

1. N-S pour le plissement ancien.
2. N 20° à 30° E pour le plissement hercynien.
3. NE-SW pour le plissement alpin.

Ainsi le massif actuel du Mont-Blanc et celui des Aiguilles Rouges formaient, avant le plissement alpin, un seul et unique bloc. Il en a été de même pour les massifs de l'Aar et de Gastern. Il n'y a donc aucune relation directe entre l'*ancien* massif du Mont-Blanc et l'*ancien* massif de l'Aar. Les axes de ces massifs sont parallèles et orientés approximativement N-S. Par conséquent, avant la formation des Alpes, il n'y avait dans notre région, que deux et non pas quatre massifs cristallins. Chacun d'eux possédait un noyau granitique. Au Carbonifère, une large dépression à orientation approximative N-S séparait les deux massifs. Les sédiments gréseux et argileux la comblèrent peu à peu. A la veille du Trias, l'orogénèse hercynienne plissa ce Carbonifère et il se forma, de la sorte, une zone de roches d'une rigidité inférieure à celle des deux massifs cristallins qui limitaient, à l'Est et à l'Ouest, la dite dépression hercynienne.

Lors de l'orogénèse alpine, sous l'impulsion d'une poussée venue du SE, se sont formées, dans le soubassement cristallin, quelques longues cassures. Suivant les plans de ces dernières, des lames des masses cristallines glissaient les unes sur les autres. Il s'est ainsi formé quelques importantes zones de plis-failles. Celle que l'on dénomme communément " synclinal complexe de Chamonix " en est un exemple des plus impressionnants.

Nous avons passé, en une revue rapide, trois époques de plissement caractérisées par l'absence de parallélisme entre les lignes directrices successives. Dans mes publications antérieures (Oulianoff, 1930, etc., ainsi que dans celles préparées en collaboration avec M. P. Corbin, 1925, etc.), j'avais désigné ces complexes par le terme de *tectoniques superposées à lignes directrices croisées*.

Mais il y a lieu de considérer encore un autre phénomène pour bien comprendre la structure générale de la région, et que j'ai désigné par le terme de *tectonique rajeunie*. Sous l'influence d'une orogénèse nouvelle, le soubassement recouvert de roches jeunes, se met en mouvement lui aussi. Mais ce sont les lignes directrices de la tectonique antérieure qui lui servent de charpente. Dans les anciens synclinaux ainsi régénérés, vient se réfugier le matériel jeune, soumis, pour la première fois, au déplacement tectonique. Il en résulte la formation des synclinaux à matériel jeune, ayant l'orientation caractéristique de la tectonique antérieure.

Ce qui complique la structure du soubassement des Alpes dans notre région, c'est le croisement des lignes directrices des tectoniques superposées, de même que le rajeunissement des tectoniques anciennes. Ainsi, lorsque nous parlons de la couche granitique de la croûte terrestre, cette couche, en réalité, ne représente nullement une masse homogène. Si nous enlevons le matériel alpin (formations du Secondaire et du Tertiaire) dont l'épaisseur peut être évaluée à quelque 3 ou 5 km, nous aurons à faire avec le soubassement cristallin composé des compartiments de roches de nature pétrographique fort variable. Ce cloisonnement peut se faire sentir jusqu'à de grandes profondeurs.

En résumé: si les distances entre le foyer séismique et les stations d'enregistrement sont courtes, et si nous supposons que l'hypocentre se trouve à la profondeur relativement faible de quelque 5-10 km, les rayons séismiques, qui passent par la couche dite granitique, devraient reconstruire des zones fort distinctes les unes des autres au point de vue de leur nature lithologique. Ils traversent tantôt de vrais massifs granitiques ou bien des noyaux de ces massifs formés de roches basiques, ou encore de puissantes zones de schistes cristallins qui ne sont que des anciens synclinaux de roches sédimentaires recristallisées.

D'après les constatations faites par divers auteurs (Handbook of Physical Constants, 1942), la

vitesse de propagation dans la partie supérieure de la croûte terrestre varie considérablement d'une région à une autre.

<i>Régions</i>	<i>Auteurs</i>	<i>Profondeurs en km.</i>	<i>Vitesse des ondes primaires en km/sec</i>
New England	Leet	0-16	6,13
Californie centrale et septentrionale	Byerly et Wilson	1-13	5,6
Californie centrale et méridionale	Byerly	0-9	5,61
Californie méridionale	Gutenberg	0-14	5,55
Allemagne du Nord	Brockamp et Woelcken	0-8	6,0
Allemagne du Sud	Gutenberg	0-30	5,6
Balkans	Lee	1-13	5,5
Asie centrale	Rozowa	0-20	5,54
Japon	Hodgson	0-16	6,3
Japon	Matuzawa	0-20	5-5,5
Nouvelle Zélande	Bullen	0-9	5,0
Forêt-Noire (Allemagne)	Rothé	0-16	5,63

Jeffreys a calculé la moyenne pour la planète entière: il obtient 5,57 km/sec comme vitesse des ondes primaires dans la couche entre la surface de la terre et le niveau situé à 15 km de profondeur. Cependant, en ce moment, ce sont justement les variations des valeurs enregistrées qui nous intéressent. Ces différences peuvent être considérables. Tel est le cas pour les deux régions, au Japon, où l'on a enregistré des vitesses qui varient entre 6,3 km/sec et 5 km/sec. Ces variations de vitesse ne résultent que de la grande complexité de la couche dite granitique. Et cette complexité elle-même est causée par l'intervention des mouvements tectoniques. Nous pouvons admettre que dans de très grandes profondeurs les plans de séparation des diverses zones sont parallèles à la surface horizontale. Mais la position de ces zones diffère de plus en plus de l'horizontalité et la complexité de leur composition augmente, au fur et à mesure que nous nous approchons de la surface de la terre. Dans la partie supérieure de la croûte terrestre les plans de séparation des diverses formations sont souvent en position verticale. Ceci résulte des efforts orogéniques qui avaient autrefois affecté les aires correspondantes de la croûte terrestre et qui avaient créé les zones des "racines des montagnes" (Gutenberg, 1943).

Les enregistrements des répliques du séisme qui a eu lieu en Suisse le 25 janvier 1946 ont apporté dans ce domaine des renseignements d'une importance capitale.

Chaque sismogramme provenant des stations de Neuchâtel, de Bâle, de Zurich et de Coire, commence par un impetus d'une très faible amplitude, suivi rapidement par un autre choc dont l'amplitude est sensiblement plus marquée. Tous les deux proviennent des ondes primaires parvenues au sismographe après avoir passé par deux niveaux différents. Plus tard arrivaient les ondes secondaires. Leur amplitude était de beaucoup plus puissante. L'analyse de ces inscriptions permet d'établir que le second impetus appartient à la vibration transmise par la couche dite granitique. On se demande alors par quel niveau avaient pu passer les ondes les plus rapides. On pourrait hésiter entre le Sima et la zone dite intermédiaire qui représente la partie inférieure de la zone granitique et qui est supposée être de nature dioritique et gabbroïque.

Avec une distance de plusieurs centaines de kilomètres séparant l'hypocentre de la station d'enregistrement, ce problème trouve une solution fort simple que l'on obtient en utilisant les tables spéciales. Or, lorsqu'il s'agit de séismes proches, le phénomène se complique, et il faut, en premier lieu, tenir compte de l'épaisseur totale de la croûte terrestre, c'est-à-dire de l'épaisseur du Sial qui correspond au profil considéré.

Heiskanen (1924) et ensuite Salonen (1933) se basant sur les recherches gravimétriques effectuées en Suisse sous la direction de Messerschmied et de Th. Niethammer ont calculé l'épaisseur du Sial sous les Alpes. Elle varie, d'après ces auteurs, entre 41 et 25 km. Cependant, si nous attribuons le premier impetus des sismogrammes aux ondes passées par le Sima, nous obtiendrons pour l'épaisseur

du Sial, entre l'épicentre et Neuchâtel, quelque 12 km seulement. Cette contradiction entre les résultats des calculs séismiques et les estimations gravimétriques se décide, indubitablement, en faveur de la gravimétrie. Ainsi, nous arrivons à la conclusion que le premier impetus des séismogrammes ne peut être attribué à l'oscillation passée par le Sima. Elle avait donc cheminé dans la zone dite intermédiaire.

Par conséquent, le déchiffrement des séismogrammes permet d'établir les points suivants: l'arrivée des ondes primaires passées par la zone intermédiaire (P*), l'arrivée des ondes primaires passées par la zone granitique (Pg), l'arrivée des ondes secondaires passées par la zone dite granitique (Sg). L'identification des ondes secondaires qui correspondent aux ondes P* reste incertaine. Et cela à cause de la faible amplitude des ondes passées par la voie détournée.

La comparaison des vitesses des ondes secondaires et des ondes primaires dans les Alpes avait été faite en 1922 par de Quervain à la suite d'un tremblement de terre à Viège, enregistré par la station de Zurich (de Quervain, 1924). Le rapport des vitesses constatées par cet auteur est le suivant:

$$\frac{V_p}{V_s} = 1,67.$$

J'ai utilisé ce rapport pour mes calculs.

La position de l'épicentre étant établie avec une assez grande précision (Oulianoff, 1946 and 1947), nous connaissons, par conséquent, les distances entre l'épicentre et les stations d'enregistrement. D'autre part, les arguments que j'ai développés par ailleurs (Oulianoff, 1946 and 1947) donnent suffisamment de raisons pour pouvoir considérer l'hypocentre se trouvant à une profondeur approximative de 10 km. Cette faible profondeur du foyer permet de négliger la différence entre les distances: hypocentre-séismographe et épicentre-séismographe.

En tenant compte des ces données, j'ai calculé les vitesses apparentes, dans la zone dite granitique, pour chacune des quatre directions. Elles s'expriment par les chiffres suivants, correspondant aux directions de:

Neuchâtel (86,4 km)	5,78 km/sec
Bâle (135,7 km)	5,60 „
Zurich (142,6 km)	5,02 „
Coire (166,5 km)	5,20 „

En examinant les conditions relatives aux séismes proches, divers auteurs (Wiechert, 1929; de Quervain, 1926; et d'autres encore) avaient établi que plus les stations étaient éloignées de l'épicentre et plus les vitesses apparentes respectives étaient grandes. Cependant, ce rapport est inverse dans les cas que nous examinons, la direction de Coire mise à part. La station la plus rapprochée de l'épî-région est caractérisée par la plus grande vitesse (Neuchâtel) et la station la plus éloignée, par la vitesse la plus petite (Zurich). Cet état de chose ne résulte que de l'hétérogénéité de la nature pétrographique et de la structure géologique de la zone dite granitique. L'influence de ces deux facteurs sur la vitesse des ondes séismiques domine celle qui dépend de l'augmentation de la distance.

La grande vitesse des ondes séismiques dans la direction de Neuchâtel ne peut être expliqué autrement que si l'on suppose que ces ondes se propagent dans un milieu d'une grande élasticité. Parmi les roches de la zone dite granitique, le granite, à l'état frais, se distingue par une élasticité supérieure à celle des schistes cristallins. Nous sommes donc en droit de supposer que sur le trançon hypocentre-Neuchâtel, les ondes Pg avaient traversé plutôt des masses granitiques que celles des anciens sédiments recristallisés.

Nous avons vu plus haut que la structure ancienne du massif granitique du Mont-Blanc est caractérisée par une orientation N-S. A une distance de 150 km au N du massif du Mont-Blanc, se trouve le massif granitique des Vosges. La station de Neuchâtel est située à mi-chemin entre ces deux massifs qui affleurent à la surface. L'auscultation séismique a permis d'établir qu'au Sud de Neuchâtel s'étend une importante zone granitique recouverte par des formations du Secondaire et du Tertiaire. On est en droit de considérer que la dite zone granitique se prolonge également au Nord de Neuchâtel. Le Mont-Blanc et les Vosges seraient, par conséquent, deux jalons qui situent dans l'espace le dorsal granitique, et indiquent son orientation.

La comparaison du calcul obtenu pour la direction de Bâle, avec celui concernant la direction de Zurich nous amène à la conclusion que l'élasticité moyenne de la zone dite granitique est plus prononcée dans le premier cas que dans le second. Les formations proprement granitiques sont plus développées sur le parcours de l'hypocentre-Bâle que sur celui de l'hypocentre-Zurich. Ces résultats interprétés géologiquement nous obligent d'admettre l'existence d'une continuité entre le massif granitique de l'Aar et celui de la Forêt Noire, la zone de Zurich restant à l'Est de ce second dorsal granitique qui longe la dépression située, au Sud, entre les massifs du Mont-Blanc et de l'Aar, et, au Nord, entre ceux des Vosges et de la Forêt Noire. La largeur du dorsal granitique qui relie l'Aar à la Forêt Noire se rétrécit considérablement dans sa partie septentrionale.

Le cas de Coire se distingue par certaines conditions particulières. En effet, les rayons sismiques restent dans la zone composée de formations granitiques sur toute la distance entre l'hypocentre et Coire. Dans ces conditions, on pourrait s'attendre à ce que la vitesse de propagation, dans la direction de Coire, soit considérable. En réalité, elle est, avec 5,20 km/sec, sensiblement plus faible que celle de la direction de Neuchâtel.

Une fois de plus, c'est la structure tectonique qui nous explique cette différence si marquée entre les vitesses caractéristiques à chacune des deux directions. Les masses granitiques du Mont-Blanc et de l'Aar ont fait leur apparition à la surface de la terre lors de l'orogénèse alpine. Ne pouvant être plissées, elles ont été cassées en lames à orientation NE-SW. Dans certaines zones, ces cassures ont atteint un développement intense, et le granite y perd son isotropie initiale, en devenant schisteux. Dans le sens de sa schistosité, la vitesse de propagation des ondes sismiques est plus faible que dans le sens perpendiculaire. Or, entre l'hypocentre et Coire, la direction de la schistosité produite par l'orogénèse alpine se confond avec la direction des ondes sismiques. Telle est la raison de la différence des vitesses de propagation des ondes Pg suivant les tronçons hypocentre-Coire et hypocentre-Neuchâtel.

La différence entre les moments d'arrivée des ondes P*, dans le sens de Jeffreys (1933), et des ondes Pg permet de calculer l'épaisseur de la zone dite granitique. Il est évident que ces calculs ne peuvent être que très approximatifs, car la vitesse de propagation des ondes sismiques dans la zone intermédiaire ne nous est pas connue avec précision. La valeur de cette vitesse se place entre celle constatée pour le Sima (8 km/sec environ) et celle qui est propre à la zone granitique. Mais dans notre région, cette dernière varie entre 5,02 et 5,78 suivant chacune des directions. Quelle valeur, identique pour chacun des quatre profils, pouvons-nous admettre pour la vitesse de propagation dans la zone intermédiaire? Ayant fait des calculs avec 7 km/sec, nous avons obtenu un résultat négatif, pour la direction de Neuchâtel. Mais en admettant 7,5 km/sec pour la vitesse des ondes primaires passant par la couche intermédiaire, on arrive à y faire ressortir l'existence de la zone granitique.

Le retard de Pg par rapport à P* s'exprime par les chiffres suivants:

Neuchâtel.....	2,6 sec
Bâle	1,3 „
Zurich	1,6 „
Coire.....	2,2 „

Si l'on suppose que toutes les couches sont horizontales et partout d'une même épaisseur, le retard (Pg-P*) devrait accroître avec l'augmentation de la distance entre l'épicentre et la station d'enregistrement. Tel n'est, pourtant, le cas pour nos quatre stations. Les désaccords ainsi constatés ne s'expliqueraient que par la variation de la profondeur à laquelle se trouve la zone intermédiaire suivant chacune des quatre directions.

J'ai fait deux séries de calculs en partant des deux hypothèses suivantes: dans le premier cas, les limites entre les différentes zones de la croûte terrestre sont considérées comme étant parfaitement horizontales, dans le second il est tenu compte de l'incurvation, sous les Alpes, de la limite entre le Sima et le Sial. L'hypocentre est supposé toujours à une profondeur de 10 km et la vitesse de propagation dans la zone intermédiaire est supposée égale à 7,5 km/sec.

Voici les résultats correspondants au premier cas.

L'épaisseur de la zone dite granitique serait:

dans la direction de Neuchâtel.....	9 km
" " " " Bâle.....	28 km
" " " " Zurich.....	31,5 km
" " " " Coire.....	39,5 km

Dans le second cas, je considère avec Salonen (1933) que sous les Alpes l'épaisseur du Sial serait, en moyenne, de 40 km, tandis que sous l'avant-pays elle se réduirait à 25 km. La limite entre la couche intermédiaire et la zone dite granitique est supposée parallèle à la limite entre le Sial et le Sima.

Alors, l'épaisseur de la zone dite granitique varierait:

dans la direction de Neuchâtel, entre 16,5 km, pour la région épiscopale, et 2 km, pour la région voisine de la station sismographique,

dans la direction de Bâle, les chiffres correspondants seraient de 37 et 23,5 km,

dans la direction de Zurich, les chiffres seraient respectivement de 38,5 et 23,5 km.

Pour la direction de Coire, les conditions de la limite entre le Sima et le Sial calculées par Salonen ne sont pas les mêmes que pour les trois autres directions. En effet, si dans la région épiscopale, l'épaisseur du Sial est estimée égale à 40 km environ, elle tombe à 30 km pour la région de Coire. Pour la direction de Coire les épaisseurs correspondantes de la couche granitique seraient de 37 et 27 km.

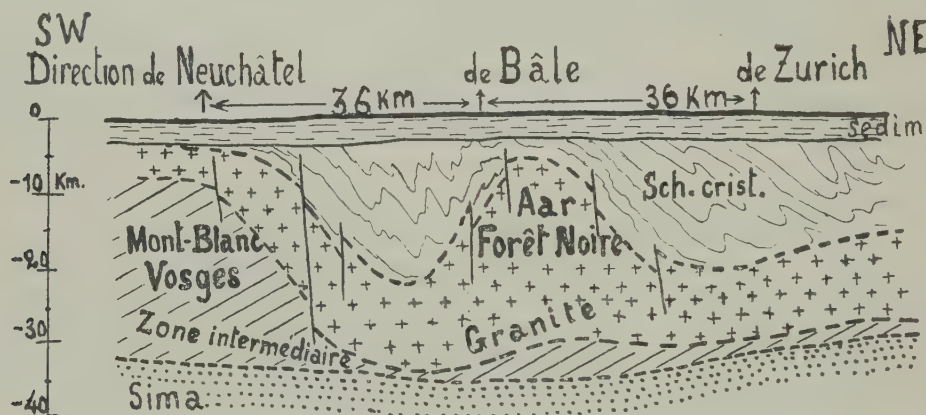


FIG. 2.—Profil géologique correspondant à la ligne AB de la carte (fig. 1).

L'échelle des distances est la même que celle des profondeurs.

Rappelons que la zone intermédiaire serait composée, au point de vue pétrographique, de roches appartenant aux familles des diorites et des gabbros.

La direction de Neuchâtel se distingue par l'existence d'un noyau puissant constitué par des roches basiques à feldspaths. La couverture des roches proprement granitiques et des schistes cristallins y est relativement faible (voir Fig. 2).

Le profil qui passe par Bâle comprend des formations granitiques plus puissantes. En le comparant avec le profil de Zurich, on constate que le dorsal Aar-Forêt Noire possède dans sa partie occidentale un noyau de roches basiques situé, toutefois, à une profondeur plus considérable que ce n'est le cas pour le dorsal reliant les massifs du Mont-Blanc et des Vosges.

L'interprétation du cas de Coire doit tenir compte des particularités tectoniques propres à ce profil. De puissantes cassures alpines avaient déterminé l'amorcellement des lames de granite. Ces dernières se trouvent en position presque verticale, refoulant, par conséquent, dans la profondeur, les roches basiques de la zone intermédiaire. De cette disposition spéciale résulte l'épaississement de la zone des roches effectivement granitiques. Les calculs basés sur les inscriptions du sismographe de

Coire confirment pleinement les prévisions relatives à la structure tectonique des grandes profondeurs de la croûte terrestre de cette importante région de l'édifice alpin.

Les valeurs numériques exposées plus haut ne représentent que des moyennes de chacun des quatre profils, pris séparément. Or, tous les profils passent par le même épïcêtre et l'on voit, que pour la région épïcétrale, surgit l'incompatibilité de ces résultats. Il est évident, que l'analyse sismique ne nous permet pas de tracer, dans les détails, les formes des diverses zones, mais seulement de déterminer certaines particularités d'ordre général concernant la structure des parties profondes de la croûte terrestre. Et les conclusions qui sont d'une grande importance, ne pouvaient être obtenues que par l'interprétation combinée des recherches géophysiques et des recherches géologiques.

RÉFÉRENCES

- CHARLIER, CH. 1947. Deuxième Rapport sur l'explosion d'Heligoland. *Publ. du Serv. séism. et gravim. de l'Observ. royal de Belgique à Uccle*, série S, no. 3.
- GUTENBERG, B. 1943. Seismological evidence for roots of mountains. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. liv, p. 473.
- HEISKANEN, W. 1924. Untersuchungen über Schwerkraft und Isostasie. *Veröff. d. finnisch. geodät. Institutes*, no. 4.
- JEFFREYS, H. 1933. A rediscussion of some near earthquakes. *Monthly notices of the Royal Astronom. Soc. Geophys. Suppl.*, vol. iii, no. 3, p. 131.
- OULIANOFF, N. 1924. Le massif de l'Arpille et ses abords. Avec 11 fig., une carte en coul. et 2 pl., 66 p. *Matériaux Carte géol. Suisse* (Nouv. sér.) 54e livr.
- 1930. Sur quelques failles et quelques zones de mylonite dans le massif du Catogne (Valais). *Ecl. géol. Helvetiae*, vol. xxiii, p. 31.
- 1934. Origine des amphibolites et tectonique des anciens massifs. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, vol. lviii, p. 231. Lausanne.
- 1934. Massif hercynien du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges. *Guide géol. suisse*, fasc. ii, p. 121.
- 1936. Raisons tectoniques de l'origine du lac de Maerjelen (région du glacier d'Aletsch). *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, vol. lix, p. 33. Lausanne.
- 1937. Superposition des tectoniques successives. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, vol. lix, p. 429.
- 1939. Influence de la structure tectonique sur l'écoulement des glaciers. *Etudes Rhodaniennes*, (Lyon), vol. xv, p. 163.
- 1943. Pourquoi les Alpes suisses sont pauvres en gîtes métallifères exploitables. *Bull. Lab. Géol. Min. Géophys. Musée géol. Univers. Lausanne*, no. 77.
- 1944. Les anciens massifs du Mont-Blanc et de l'Aar et l'orogénèse alpine. *Ecl. géol. Helvetiae*, vol. xxxvii, p. 31.
- 1947. Le tremblement de terre du 25 janvier 1946 et la structure profonde des Alpes. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, vol. lxxiii, p. 367, and *Bull. Lab. Géol. Min. Géophys. Musée géol. Univers. Lausanne*, no. 85.
- and CORBIN, P. 1925. Continuité de la tectonique hercynienne dans les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges. *Bull. Soc. Géol. de France*, (4), vol. xxv, p. 541.
- 1926. Recherches tectoniques dans la partie centrale du massif du Mont-Blanc. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, vol. lvi, p. 101. Lausanne.
- 1926. Les contacts, éruptif et mécanique, de la protogine et leur signification pour la tectonique du massif du Mont-Blanc. *Bull. Soc. Géol. de France*, (4), vol. xxvi, p. 153.
- 1927. De la différence et de la ressemblance des schistes cristallins des deux versants de la vallée de Chamonix (massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges). *Bull. Soc. Géol. de France*, (4), vol. xxvii, p. 267.
- 1930. Excursion dans le massif du Mont-Blanc. *Bull. Soc. Géol. de France*, (4), vol. xxx, p. 1307.
- 1931. Influence de la structure tectonique sur la capture des glaciers. *Bull. Soc. Géol. de France*, (5), vol. i, p. 237.
- 1933. Carte géologique détaillée du massif du Mont-Blanc. *C.R. 57e ses. Assoc. Franc. Avanc. Sc.*, (Chambéry), p. 235.
- *Carte géologique du massif du Mont-Blanc au 1:20.000e, avec notices explicatives:* (1, 2) feuilles "Servoz-les Houches" (1927), (3) feuille "Chamonix" (1928), (4) feuille "Les Tines" (1929), (5) feuille "Vallorcine" (1930), (6) feuille "Le Tour" (1931), (7) feuille "Argentière" (1932), (8, 9) feuilles "Mont-Dolent-Le Tour Noir" (1934), (10) feuille "Talèfre" (1935), (11, 12) feuilles "Le Tacul-Col du Géant" (1938). Soc. Française de Stéréotopographie. Paris.

PART V: GEOLOGICAL RESULTS OF APPLIED GEOPHYSICS

- DE QUERVAIN, A. 1924. Untersuchungen eines Nachstosses des grossen Visper-Erdbeben auf Grund der Aufstellung des transportablen Seismographen Quervain-Piccard im Epizentralgebiet. *Jahresber. 1924 des Erdbebendienstes der Schweiz. meteorolog. Centralanst.*, p. 23.
- 1926. Ein Beispiel zur experimentalen Seismologie. *Gerlands Beitr. z. Geophys.*, vol. xv, p. 317.
- ROTHER, J. P., PETERSCHMITT, E., and STAHL, P. 1948. Les ondes séismiques des explosions d'Haslach (Forêt-Noire). *C.R. Acad. Sc. Paris*, vol. ccxxvii, p. 354.
- SALONEN, E. 1933. Ueber die Erdkrustendicke und die isostatische Kompensation in den Schweizer Alpen. *Annales Acad. Scient. fennical.*, ser. A., vol. xxxvii.
- WIECHERT, E. 1929. Seismische Beobachtungen von Steinbruchsprengungen. *Zeitschr. f. Geophys.*, p. 159.
- Various Authors. 1942. Handbook of physical constants. *Geol. Soc. of Amer. Spec. pap.*, no. 36.

DISCUSSION

A. DEMAY a demandé quelle était la profondeur de l'hypocentre de la série de séismes considérés, et a fait remarquer que cette profondeur a une influence, non pas sur les distances parcourus, mais sur les milieux traversés.

D'autre part, en laissant complètement de côté la discussion de l'interprétation séismologique, il a signalé que, du point de vue géologique, la liaison du granite du Mont-Blanc et du granite des Vosges ne peut guère être admise. Ce sont, tous les deux, des granites hercyniens. Mais, dans les Vosges les directions axiales, bien définies en raison de la présence de Dévonien et de Dinantien, ne s'accordent pas avec une telle liaison. De plus, dans la partie nord-est du Massif Central existent des massifs granitiques étendus, Beaujolais, Charolais, Morvan, dont le prolongement probable est justement au sud des Vosges et sous la plaine Suisse.

Quant au couloir nord-sud, envisagé par le Professeur Oulianoff entre le massif du Mont-Blanc et le massif de l'Aar, il correspond probablement à un phénomène plus récent que l'orogénèse essentielle des schistes anciens du Massif du Mont-Blanc et aussi du Dévonien—Dinantien des Vosges, peut-être même surtout à des phénomènes très récents d'âge alpin, par exemple le jeu des horsts et grabens, visible justement en Alsace et dans les Vosges, avec des directions orthogonales ou obliques sur les axes anciens.

En réponse, N. OULIANOFF a dit que la détermination de la profondeur de l'hypocentre a été faite par les calculs basés sur la détermination des intensités des chocs et sur les considérations tectoniques (existence des failles). Les relations entre les massifs du Mont-Blanc et du Morvan n'étaient pas exclues. Mais ce qui lui parut être nettement déterminé par les résultats de l'analyse du séisme du 25 janvier 1946 et de ses répliques, c'était l'existence de la dépression hercynienne entre les zones Mont-Blanc-Vosges et Aar-Forêt Noire.

SOME EARTH RESISTANCE MEASUREMENTS IN HOLDERNESS

By L. S. PALMER and J. M. HOUGH
Great Britain

ABSTRACT

Geophysical earth-resistance measurements have been made at thirteen stations on a N-S traverse running across the Holderness Plain. The main object of the investigation was to determine the underlying chalk contours or the total depth of the glacial overburden.

A brief theoretical discussion is followed by a description of the apparatus employed and technique adopted.

For each station graphs are plotted of the calculated apparent specific resistance against a function of the depth. From the points of inflection and maximum slope of the graphs, the depth of the topsoil, the depth of a high resistance layer of sand or gravel and the total thickness of the overburden of soil, sands and boulder-clays is calculated using formulae based on the theoretical investigation given in the appendix.

These results are plotted on a section along the traverse and compared where possible with data obtained from boreholes.

Finally two geophysical and two geological conclusions are reached, namely:—

(1) Geophysical

- (a) The approximate methods of calculation employed yield results which are, on the whole, confirmed by borehole data.
- (b) The interpretation of a "kink" in the graphs as an indication of a high resistance layer of sand or gravel is also supported by borehole data.

(2) Geological

- (a) There would appear to be no definite evidence for any marked erosion channel in the chalk along the particular traverse investigated.
- (b) There is, at 60 feet below the present surface, a stratum of gravel or sand probably indicative of a prolonged interglacial period. This would appear to be geophysical evidence for the generally accepted fact that, in the North of England, the last ice epoch was marked by at least one interglacial phase.

In an appendix a mathematical basis for interpreting points of inflection and critical gradients of the experimental graphs is outlined. The resulting formulae have been used in the present calculations in place of the empirical Gish-Rooney Law.

DISCUSSION

R. C. S. WALTERS referred to the occurrence of pockets of clay in the Chalk and their influence on the interpretation of geophysical observations. A geophysical survey for a new water supply at Hemel Hempstead gave an optimum site which turned out to be over a pocket of wet clay. He expressed the hope that Prof. Palmer would continue his investigations well into the Chalk which had very variable properties. In Holderness the Hull Waterworks in the south yield a large quantity of water while to the north, at Beverley, a large well and adit give very little. Further north, at Aike, water bubbles from the ground but beyond there is a barren zone and finally a prolific area at Driffeld. For lack of a better theory he had attributed these zones to extensions of the east-west anticlines known in the Chalk Wolds.

T. SORGENFRIE drew attention to the water-bearing properties of the Chalk in Denmark and to the chemical constituents contained in the water. It appears that the water is contained in joint fissures or in shattered regions. These may be related to tectonic movements or may be due to the crushing of the upper layers of the Chalk by the load of the inland ice sheet. In the former case, it has been shown that saline waters ascend into the Chalk from deeper formations, probably from salt-bearing rocks such as the Permian. The possibility of such conditions must be considered for the circulation of water, and the salt content may alter in even a small area and these factors will be significant in the interpretation of earth resistivity measurements.

THE APPLICATION OF THE ELECTRICAL RESISTIVITY METHOD TO THE LOCATION OF UNDERGROUND WATER: A GEOLOGICAL ANALYSIS

By G. L. PAVER
Union of South Africa

ABSTRACT

The geophysical investigation of underground water supplies is normally undertaken by the measurement of electrical resistivity values, the interpretation of which, based upon sound geological principles, constitutes the modern scientific approach to the problem of underground water supply development.

The electrical resistivity data here discussed have been obtained by observations with instruments embracing the potentiometer-millimeter, the millimeter-millivoltmeter as well as the ohmmeter form of circuit and by both direct and low frequency alternating current the source of which has been batteries, hand-cranked or motor-driven generators.

The vast amount of data collected during the course of numerous surveys for the location of underground water is here classified geologically and analysed from the geological viewpoint. The geophysical data are divided into sections dealing with observations involving the Sedimentary, Igneous and Metamorphic rocks, with further sub-divisions based upon rock type and geological age.

Interpretation of the observed data is analysed in the light of the geological mode of occurrence of underground water for the rock type concerned as controlled by the particular geological, topographical and hydrological factors involved.

Typical examples of observed resistivity depth probes, constant separation traverses, iso-resistivity plans and ratio resistivity traverses are of necessity included. Examples of the results of resistivity surveys are from S. Europe, the Mediterranean area, Asia Minor, and North, East and Southern Africa.

GEOPHYSIKALISCHE KARTEN VON NORDWESTDEUTSCHLAND

Von H. REICH
Germany

ABSTRACT

Das Reichsamt für Bodenforschung (früher Preuss. Geologische Landesanstalt) in Hannover—Celle hat die Ergebnisse der langjährigen geophysikalischen Durchforschung von Nordwestdeutschland nunmehr in übersichtlicher Weise zusammengestellt. Das Gebiet ist einheitlich mit 3 verschiedenen geophysikalischen Verfahren untersucht: erdmagnetisch (ΔZ), gravimetrisch ($\Delta G_o''$) und refraktionsseismisch (Laufzeiten für 4 km). Die Ergebnisse sind in 3 Karten 1: 500.000 dargestellt. Die magnetischen Anomalien sind in erster Linie durch Materialunterschiede im Kristallin des tiefen Untergrundes (basische Plutone) bedingt. Die gravimetrischen Anomalien sind insbesondere im Südteil der Karte lokal durch die Salztektunik, regional durch den tiefen kristallinen Untergrund bestimmt. Der seismische Laufzeitplan gibt ein angenähertes Relief des praetertiären Untergrundes. Er zeigt insbesondere im Nordteil der Karte die Salzhorste und die für Schleswig-Holstein und NW-Hannover typischen langgestreckten Salzaufbrüche. Die Karten geben also Kunde von 3 verschiedenen geologischen Stockwerken.

Es ist sehr interessant, die Möglichkeit eines unmittelbaren Vergleichs der Sedimenttektunik (Seismik und Gravimetrick z.T.) mit dem Aufbau des Kristallins der Tiefe (Magnetik und Gravimetrik z.T.) zu haben und die hier bestehenden Zusammenhänge zu studieren. Die Salzaufbrüche Schleswig-Holsteins (Seismik!) enden z.B. an dem magnetischen "Husumer Massiv." Diese Karten sind wohl der erste Versuch, für ein so ausgedehntes Gebiet eine einheitliche Darstellung verschiedener geophysikalischer Ergebnisse zu geben. Die Nützlichkeit eines solchen Unternehmens für praktische und theoretische geologische Überlegungen scheint durch das Resultat erwiesen.

APPLICATIONS OF SCHLUMBERGER METHODS TO THE INVESTIGATION OF COAL SEAMS ENCOUNTERED IN BORE-HOLES

By M. SCHLUMBERGER and J. L. MATHIEU
France

ABSTRACT

Three of the Schlumberger methods used in connection with drilling for oil, namely electrical logging, side wall coring and dipmeter surveys, have been successfully employed for the investigation of coal seams. This paper gives a brief review of the 3 methods involved and shows practical examples of their application to the coal problem. Electrical logging locates the coal seams encountered in the bore-hole. Side wall coring brings to the surface a sample of the formation located and a dipmeter survey measures the dip and the orientation of the coal seam.

ESTUDIO CRITICO DE LOS GRAVIMETROS DE RESORTE METALICO LLAMADOS DE LONGITUD CERO.—APLICACION A LOS GRAVIMETROS DE HARTLEY Y NORTH*

By J. G. SIÑERIZ
Spain

ABSTRACT

The present paper gives the general theory of gravity meters with metallic springs used to reduce the difficulties arising in the measurement of the small variations in length. Among these, it explains the use of pre-compressed springs, improperly called of zero length, establishes a general formula for their utilization, and applies the formula to the Hartley gravity meter, in which a standard reading position is obtained by means of an auxiliary spring and to North, of the American Geophysical Company, where this process is reached with the aid of the astasia and height variation of the suspension point.

IS THE BASEMENT COMPLEX INVOLVED IN APPALACHIAN FOLDING ?

By H. W. STRALEY, III
United States of America

ABSTRACT

Gravitational and magnetic geophysical work, supported by modifications of classical press-box experiments, lead to the tentative conclusions that: (1) some of the major anticlines of both Appalachian plateaux and folded belts, west of the Blue Ridge shingle block, may not be cored by crystalline (basement) rocks; (2) some of these same anticlines may be localized over thrust faults in which the basement complex is not involved; and (3) the Blue Ridge fault block, the easternmost of the Appalachian system, may have acted as a plunger, slipping over the basement complex and folding the sedimentary rocks before it.

* To be published in full in the *Geophysical Review*.

RADIOACTIVITY MEASUREMENTS AS AN AID TO GEOLOGICAL MAPPING

By E. N. TIRATSOO

Great Britain

ABSTRACT

A portable Geiger-Müller counter has been developed and has been used for measuring the intensity of gamma radiation over different geological beds. Theoretical considerations show that, as a first approximation, the ratio of the readings taken over two different beds is directly proportional to their equivalent radium contents.

The influence of cosmic rays on the readings obtained has been closely examined and it has been deduced that only the barometric effect is significant in causing a variation of the background count. Other sources of error are discussed.

It is indicated that only a shallow thickness of surface rocks affects the field instrument. However, provided the soil is autochthonous, this method of survey is likely to prove of value in delineating boundaries between different beds which are otherwise obscured.

IT is now well known that many sediments contain small, but appreciable, quantities of radioactive material, and that the average radioactivity of sediments is of the same order as the average radioactivity of igneous rocks. The sedimentary radioactive materials have been derived from the mechanical comminution of heavy radioactive minerals contained in the original igneous massifs and from the deposition of radio-elements from solution in the seas. Radium is precipitated from solution by various types of living marine organisms, while uranium and thorium may be deposited in a colloidal form in a reducing environment where the pH is excessive. The presence of fine particles also seems to encourage these precipitations, and in general the sediments which favour concentration of radioactivity from the supernatant solutions are those which are organic, of fine grade, and deposited in a marine reducing environment.

The radioactivity methods of well-surveying have been designed to differentiate the sedimentary strata on the basis of their relative radioactivity.

Since alpha- and beta-rays have little penetrating power, the gamma-rays are the only emissions of practical use in this form of well-surveying; hence it is the gamma-ray log which is used.

Gamma-ray well-logging is now established as a successful and reliable method for the differentiation and correlation of the sediments encountered in oilfield drilling and exploitation. The instruments used are various forms of Geiger-Müller counters which are lowered down the borehole in torpedo-shaped containers. Records are made through a coaxial cable on a surface installation, and reveal the variation of gamma-ray activity with depth (Fig. 1). As in the case of the electrical log, the gamma-ray survey results in the production of a continuous graph, and there is a superficial resemblance between gamma-ray and self-potential logs, since both indicate by marked peaks lithological boundaries, particularly those between sands and clays.

The gamma-ray log is a true reflection of the relative radioactivity of any bed, but the absolute interpretation of the log will vary with the lithology, derivation and history of the sediments involved. However, absolute interpretations are not needed for this purpose, and the relative radioactivities measured are adequate practical parameters.

There is a marked difference between the gamma-ray activity of most of the common types of sediment. In increasing order of activity they may be listed (Evans and Goodman, 1941) as coal, salt, dolomite, limestone, sandstone, shale, organic shale, and potash beds.

The principal practical application of these differences of gamma-ray activity in oilfield development lies in the differentiation between sands and clays, or limestones and shales.

TIRATSOO: RADIOACTIVITY AND GEOLOGICAL MAPPING

On the basis of the successful differentiation of sediments in a borehole by their varying gamma-ray activity, the writer has attempted their differentiation at the surface by similar means. This is a problem of considerable practical interest since not only will a surface survey differentiate outcropping strata, but also, since the soil derived from a given bed will contain a proportion of the radio-elements from that bed, such a survey may be successful even though soil masks the rock outcrops. In this event the surface radioactivity survey would prove to be a valuable geological tool.

Radioactivity surface surveying is not a new conception, although there have been previously very few attempts to use gamma-rays for this purpose. Beginning with Ambronn (1928) in 1926, a number of workers made radioactivity surface surveys of various areas using a technique in which a shallow hole was drilled in the soil and the soil gases were drawn by a pump into a portable ionization chamber. The ionization produced by any given sample of gas was largely proportional to the alpha-ray activity of the gas and hence was a close indication of the radon content of the soil.

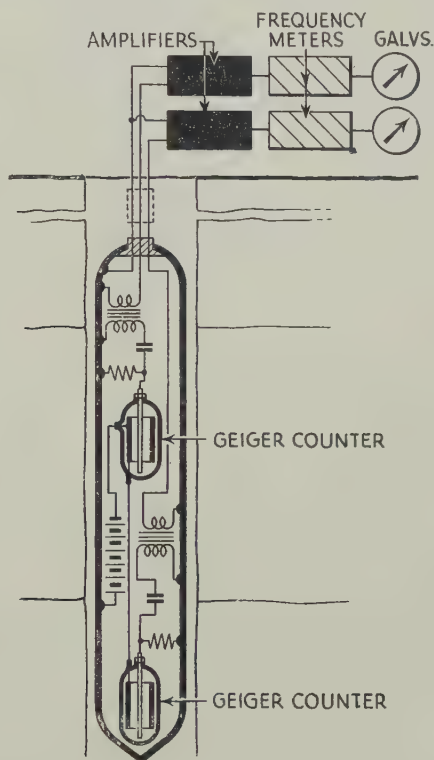


FIG. 1.—Schematic diagram of gamma-ray logging apparatus (after Howell & Frosch).

The radioactivity survey based on the radon content of the shallow soil gas is not a reliable method of investigation. Radon is a very heavy gas of high viscosity which diffuses very slowly. It would take a very long time to diffuse through any appreciable thickness of rock, and since its half-life is only 3.85 days, the radon in surface soil gas can only be of local derivation. As a result there are clearly many possible disturbing factors which may prevent a true equilibrium being set up between the radon measured in the soil gas and the radioactive minerals present in the soil, besides the obvious mechanical difficulties inherent in any form of sampling of this nature. It is well known, for example, that there is a variation of the gas content of the soil with atmospheric pressure and temperature, as well as wind conditions. The physical condition of the soil will also largely affect the gas content, as Howell (1934) has observed. Bulashevich (1945, 1947) noted the anomalous results obtained in this method of surveying when the top layer of the soil was frozen.

PART V: GEOLOGICAL RESULTS OF APPLIED GEOPHYSICS

The soil-gas radioactivity survey is essentially an alpha-ray survey, since 99 per cent of the ionization produced in an ionization chamber into which the soil gases are admitted will be due to the alpha-rays emitted by the radon in the gases. To obviate its many drawbacks, difficult sampling, elaborate apparatus and often anomalous results, it was decided to develop a gamma-ray surface survey in line with the successful gamma-ray well surveying methods.

DESIGN OF PORTABLE INSTRUMENTS

The design of a portable gamma-ray recording apparatus is complicated by the fact that a high voltage (of the order of 1,000 volts) is necessary to operate the Geiger-Müller tube, and it is not possible to carry storage batteries in sufficient numbers to give this voltage directly. With a mechanical recording circuit, the current consumption also is relatively high and this consumption of current may prove too much for any portable accumulator. Finally, it is necessary to produce an instrument which is robust enough for field use while being sufficiently accurate and sensitive (with a small "dead" time) to pick up differences of gamma-ray intensity between different types of sedimentary rock.

A number of portable G.M. counters have been previously described. These counters were for the most part designed for the detection of radioactive contamination or lost radium needles, or for surveying for radioactive minerals.

Of those designed for geological purposes, Suckstorff (1935) in 1935 developed a G.M. counter weighing about 70 lb. with batteries, and took measurements in a fault zone near Göttingen. He claimed to find an increased count near faults, but Stechhöfer (1936) with a similar apparatus did not confirm this result. Stechhöfer however noted that counts in ratios as high as 4:1 were obtained over different beds.

Lutz (1940) appears to have been the first to produce a truly portable G.M. apparatus. His objective was to investigate "water-dowsing" effects. This instrument worked from a 4-volt accumulator and a 100-volt dry battery, and incorporated voltage doublers. The weight was 50 lb. and the normal background count was 65 counts per minute. The recording of the instrument was simply by the visual counting of the kicks of a galvanometer needle. With this apparatus Lutz actually mapped several geological boundaries, reporting an appreciable variation of the count obtained in a given time interval over different types of rocks. However, the sensitivity of the apparatus was too low, and its weight too great to allow it to be used more extensively.

Ridland (1943) has described the use of a portable G.M. counter in the search for pitchblende-bearing veins near the Great Bear Lake in Canada. The apparatus used required 900 volts of dry batteries, and the weight was 40 lb. The normal background count was 60 pulses a minute, counted as audible clicks in earphones. With this crude instrument, Ridland was able to detect an anomaly over a buried ore-body and, more significantly from the present point of view, he differentiated granite (80/90 pulses a minute) from porphyry (60 pulses a minute).

It is also interesting to note that Evans and Raitt (1935) in the course of cosmic ray measurements with a delicate electroscope found a close linear relationship between the average radium content of the terrain and the local gamma intensity recorded by the electroscope and concluded that "the cosmic ray electroscope is shown to be a geophysical instrument which is useful for rapid radioactive surveying . . ."

A series of portable Geiger-Müller instruments were used in this research, designed and manufactured by Messrs. Alltools Ltd. of Brentford and adapted by the writer for the differentiation of sedimentary rocks.

Although differing in detail, these instruments had a common principle of design. They each used a 6 volt accumulator as a source of power, with miniature pentode valves with 6 v. heaters supplied directly from the accumulator. The two H.T. supplies of 300 v. and 900-1,500 v. (variable) were obtained as shown in Fig. 2, using a vibrator and transformer followed in the one case by a full-wave rectifier and in the other by a voltage doubling circuit.

The G.M. tubes employed varied in size and characteristics with the different instruments, but all were essentially thick-walled gamma-ray and high energy beta-ray counters.

The basic circuits comprise, in each case: a Wynn-Williams (1932) extinction circuit and a triggered multivibrator lengthening recorder circuit operating a Siemens mechanical counter or post-office message register.

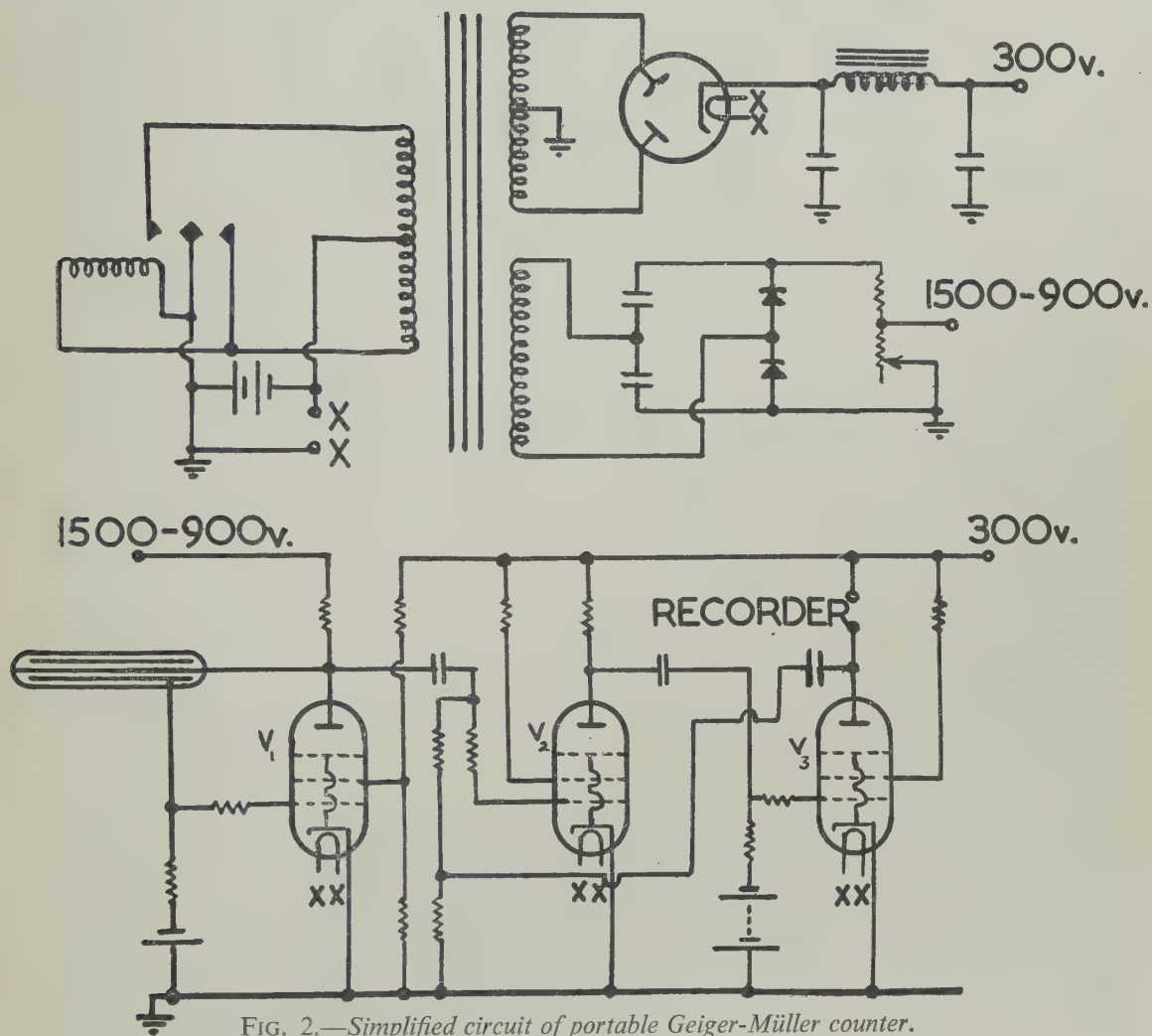


FIG. 2.—Simplified circuit of portable Geiger-Müller counter.

In the generalized version of the circuit shown in Fig. 2, V_1 acts as an extinction valve and small voltage charges on the grid (caused by the G.M. tube discharge) are amplified by the valve, thus reducing the voltage across the G.M. tube sufficiently to cause extinction. For each event recorded there appears at the anode of V_1 a negative-going pulse. This pulse is used to trigger the recording circuit formed by valves V_2 and V_3 . In the normal condition V_2 is conducting and V_3 non-conducting—the trigger pulse causes V_2 to cut off and V_3 to conduct for a period sufficiently long to operate the recorder. The circuit then returns to its original state and awaits the arrival of the next triggering pulse.

PART V: GEOLOGICAL RESULTS OF APPLIED GEOPHYSICS

Improvements in the circuit design resulted in progressive developments in performance, so that current consumption was successfully reduced from $3\frac{1}{2}$ amps to 2 amps, and the resolving time was reduced from 0.064 sec. to 0.056 sec.

The final model used contained all the components in a single aluminium box of dimensions $16\frac{1}{2}'' \times 4\frac{1}{2}'' \times 4\frac{1}{2}''$, of weight $10\frac{1}{2}$ lb., and was arranged for easy access. The recording counter faced upwards, there was an L.T.-H.T. voltmeter in the circuit which could be switched off at will, a screwhead potentiometer control for varying the voltage to the G.M. tube and a jacking socket for an external tube, which could be used for quantitatively examining the radioactivity of powder or liquid samples in the field.

Throughout the field work, the power sources used were jelly-acid 2 v. accumulators. Two lots of three of these were used alternately, and in addition a spare accumulator was always kept available for emergencies.

Originally the technique used was to place the instrument actually on the rock or soil where a reading was required, and then connect it to the battery box. The instrument hummed, and the neon light indicated "on," and after a preliminary minute or two to warm up a reading was taken of the figures on the recorder at the same moment that a stop-watch was started. Readings were usually taken every minute for 10 minutes, although this was not strictly necessary, as the reading at the end of the tenth minute would normally have sufficed. It was, nevertheless, done as a precaution, since mechanical "sticking" of the counter and other faults sometimes developed which could most rapidly be detected if minute-to-minute readings were taken.

It was soon found, however, that placing the instrument on the damp ground, even when in an apparently waterproof case, was a frequent source of electrical trouble. Experiments were carried out to test the effect on the readings of lifting the models a few feet above the ground or rock surface. These tests showed that, by doing so, better readings were as a rule obtained—i.e., there were less erratic fluctuations and a greater evenness.

It was therefore decided to use the instrument either with a tripod or held at arm's length about three feet from the ground. The intensity of the gamma radiation from the ground at this height would be 98 per cent of its intensity at the surface, the difference being due to the small absorption in the intervening air, and therefore the tripod reading should represent the true ground reading without appreciable error.

Since the recorder faced upwards it could also be read whilst the instrument was hanging from the shoulder.

The technique used in the field was to work as far as possible along straight line traverses. The closeness of the stations depended entirely on the problem in hand and the likelihood of a lithological change being encountered in the surface beds. Where such changes were relatively frequent, it was clearly more profitable to take closer stations than when a large extent of one bed was being traversed.

Stations were selected as far as possible either over an exposure of rock or over an open patch of soil, as far as possible from trees and houses which might cause shielding or secondary effects. A zero reading was made at the base before setting out on a day's field work and, if no appreciable difference was noted for equivalent pressures and there had been no major magnetic storm effects in the course of the day, it could be assumed that the readings obtained gave a true picture of the relative radioactive properties of the beds over which they had been taken. A recording of the pressure variations during the day was taken with the portable aneroid barometer, so that corrections could be applied if necessary for the shift of the meson-producing layer of the atmosphere (see below).

THEORETICAL CONSIDERATIONS

The portable field survey instrument was essentially a G.M. counter which, by reason of its case and the relatively thick wall of the tube chosen, would count only gamma and cosmic rays.

Gamma-rays from natural radio-elements of the uranium-radium and thorium series have wavelengths ranging from about 4 to 0.04×10^{-8} cms., corresponding to an energy range of 0.05–2.6

M.E.V. In addition, the very long-lived $^{40}_{19}\text{K}$ isotope of potassium (half-life 4×10^8 years) gives off gamma radiation of energy 1.8 M.E.V.

Cosmic rays have a wave-length of $0.8-5 \times 10^{-12}$ cms. with a maximum energy of 150 M.E.V. It is therefore clear that the optimum G.M. tube for the field survey would count only the ground gamma-rays and reject the relatively very hard cosmic rays. The ideal tube would be sensitive to wave-lengths of the order of 10^{-8} cms., but insensitive to wavelengths of the order of 10^{-12} cms. If this were possible to arrange, then the cosmic component would not be counted, and the count recorded in the absence of secondaries would be entirely due to ground gamma-rays.

Unfortunately, no type of G.M. tube is known which can act in this manner. Since, roughly speaking, the thicker the wall of the tube, the higher the energy of the incoming particle must be to penetrate into the sensitive volume, by using thicker-walled tubes it is only possible to exclude the weaker rays, leaving the hard cosmic rays unaffected. Shielding with lead has the same effect, besides being very cumbersome and difficult to use in a field instrument. It is possible to arrange a ring of other G.M. tubes round one tube, with circuits so inter-connecting that the particles penetrating the outer tube as well as the inner tube are not counted, whereas particles penetrating only an outer tube *are* counted (Evans and Mugele, 1936). In this way the hard cosmic rays can be eliminated; but the "dead" time of the circuit is so large and the equipment so complicated that this arrangement is not feasible for a field instrument.

The gamma-rays emitted from the appropriate radio-elements contained in the upper strata will produce a certain ionization of the atmosphere at the earth's surface. This can be calculated by the method suggested by Eve (1911) and developed by Evans and Raitt (1935), to be

$$n_1 = 2\pi\rho_1 m_1 K / \mu_1$$

where n_1 is the number of ion pairs produced per cc. per second within a few metres of the surface of a thick bed of density ρ_1 gm/cc., equivalent radium content m_1 gms/gm., and effective absorption coefficient μ_1 per cm.

The proportionality factor K depends to a large degree on the characteristics of the instrument used to measure the ionization; it is, however, constant for any given instrument.

Hence we can write

$$n_1 = C\rho_1 m_1 / \mu_1$$

where C is a constant which is the same for all readings with one instrument.

Similarly for another bed with properties ρ_2 , m_2 and μ_2 the ionization produced is

$$n_2 = C\rho_2 m_2 / \mu_2$$

The proportion n_1/n_2 gives the ratio of the ionization to be expected over the two beds:

$$\therefore n_1/n_2 = \mu_2 \rho_1 m_1 / \mu_1 \rho_2 m_2$$

It is this relationship which is of particular interest in the present research since it shows that, whatever the type of instrument used to measure the ionization, there is a definite relationship between the readings over two beds, which is directly proportional to the equivalent radium content of the beds and inversely proportional to their mass absorption coefficients.

Of these two factors, there is a wide variation in the equivalent radium content of sediments, while the absorption coefficients are roughly of the same order. Hence as a first approximation, the ratio of the ionization readings taken over two different beds can be considered as directly proportional to their equivalent radium contents.

EFFECT OF COSMIC RADIATION

By extrapolation of the ionization-height curve downward to sea-level from heights where the ionization produced was certainly due to cosmic rays, it has been shown (Clay, 1938) that cosmic rays are normally responsible for the production of about 1-2 ion pairs per cc. per sec. of the ionization near the ground, while most of the ionization, amounting to about 6-10 ion pairs per cc. per sec. is due to radioactivity of the rock or soil. The ionization over the sea is principally due to cosmic rays.

It is not easy to estimate the proportion of the counts due to cosmic rays recorded by the field

PART V: GEOLOGICAL RESULTS OF APPLIED GEOPHYSICS

apparatus, since it is manifestly impossible to transport the large thicknesses of lead necessary for cosmic ray absorption, and even if this were done, as attempted by Bogoiavlensky (1928), the secondaries produced in the lead would probably vitiate the results.

An approximate estimate of the proportion of the total count due to cosmic rays may be found by taking readings over a given period with the instrument in the open air at the same spot. Any systematic variation in these readings will be due to changes of atmospheric pressure, which will have the effect of altering the position of the meson-forming layer and causing variable absorption in the atmosphere.

Since Duperier has shown that there is a roughly linear relationship between cosmic ray intensity at the surface of the earth and atmospheric pressure, and that the coefficient is about 0.09 for a one-inch change of pressure (see below) it then becomes possible to calculate the ratio of the cosmic ray count to the total count. This ratio appears to fall between the limits 0.45 to 0.55.

The exact proportion of cosmic rays to ground gamma-rays will, of course, vary from place to place, depending on the intensity of the local gamma-rays. However, as a rough practical rule it will not be very far wrong to take the cosmic ray contribution as about one-half of the lowest field counter reading in a given area.

COSMIC RAY VARIATIONS

The cosmic ray intensity at the earth's surface has been shown to be subject to a number of variations with latitude, altitude, season, time of day, and barometric pressure. However, only the last factor will have an appreciable effect on the field survey.

A number of determinations of the quantitative effects of barometric pressure on cosmic ray intensities have been made.

Duperier (1945) has done the most work on this subject, having made photographic records of cosmic ray intensity since 1941, using three counters, and registering about 25,000 threefold coincidences per hour. He deduces a barometric co-efficient of -3.45 per cent per cm. Hg., and this seemed to be the most reasonable figure to accept for the present work. This is equivalent to -8.76 per cent per inch Hg., which is the figure used in applying corrections to the field readings. Feinberg (1946) has confirmed this coefficient.

Important variations in cosmic ray intensity occur from time to time, apparently unrelated to any regular causative phenomenon. These changes are often world-wide and are generally considered to be due to sudden magnetic storms. These erratic variations usually result in a greatly increased cosmic ray background. Duperier (1943) quotes an example of a day in August, 1942, when a 30 per cent increase of intensity was recorded. In the course of the present research sudden increases of background were experienced both in the laboratory and in the field on several occasions. Readings at such times were suspended until normal conditions prevailed again.

RESOLVING TIME CORRECTIONS

G.M. counters are subject to error due to their failure to register a certain fraction of the ionizing particles that pass through them. When particles arrive at random, some will arrive too close together in time to be counted separately. For the arrival of a particular particle to be registered that particle must be preceded by a small time interval during which no particle arrives. The interval is called the resolving time of the counter.

Although it is necessary to make this correction (most conveniently applied by a graph) whenever absolute values are to be calculated in laboratory determinations, it can be shown that this resolving time connection need not be made when counts of the same order are being *compared* as in the field survey, provided there is no great difference in the counts.

STATISTICAL CONSIDERATIONS

The distribution in time of particles being produced by radioactive decay is purely random, and the arrival of each individual particle is independent of any other influence. This means that if the

TIRATSOO: RADIOACTIVITY AND GEOLOGICAL MAPPING

number of particles from a given source of radiation is counted over a given period, and the operation subsequently repeated, the two values will in general be different. However, as the number of counts increases, the relative difference between a single set of counts and the average will decrease.

The chance of a particle arriving in a small time dt is λdt , where λ is a constant, and hence the average number of particles arriving in time t is λt . If we write $\lambda t = x$, then the chance that n particles arrive in time t can be shown to be $W_n = x^n e^{-x} / n!$. This is *Poisson's Law*, and has been derived in several ways.

The number of particles N counted in a large time T will in fact not be exactly λT . The mean deviation D is defined as the square root of the probable value of $(N - \lambda T)^2$ and is given by statistical theory as

$$\begin{aligned} D^2 &= N \sum_0^{\infty} (N - \lambda T)^2 (\lambda T)^N e^{-\lambda T} / N! \\ &= e^{-\lambda T} \sum_0^{\infty} (\lambda T)^N / (N-1)! \\ &= \lambda T \end{aligned}$$

$$\text{Hence } D = \sqrt{(\lambda T)}$$

i.e., the standard deviation equals the square root of the number of particles counted in a given time. As a rough practical guide, a fluctuation can therefore be expected as great as the square root of the number of particles counted in one observation. The probable error will then be $0.67\sqrt{\lambda T}$. For example, if 10,000 counts were made, the probable error would be $0.67\sqrt{10,000}$ or 67 counts, and the relative accuracy of the reading would be ± 0.67 per cent.

In the field, suppose 10-minute readings are taken at a count of say 150/min.

Then $N = \text{total counted} = 1,500$.

$$\therefore \text{True count} = \frac{1,500 \pm \sqrt{1,500}}{10} = 150 \pm 3.9$$

i.e., probable error = ± 2.5 per cent. A significant variation must therefore be greater than these limits.

SUMMARY OF RESULTS

Using the techniques and instruments described above, a number of surveys have been carried out. It has been found that the radioactivity of beds exposed at the surface when measured in terms of the mean gamma count per minute above the corrected cosmic count is a useful parameter for their differentiation in favourable circumstances. Absorption coefficients of various rock types for gamma radiation determined in the laboratory give the average values shown in Table I.

TABLE I

<i>Rock</i>	<i>Absorption Coefficient (μ)</i>	<i>Density (ρ)</i>	<i>Mass Absorption Coefficient (μ/ρ)</i>
Sandstone.....	0.34	2.18	0.16
Shale	0.34	2.22	0.15
Limestone	0.24	2.06	0.12

(For gamma-ray energies of approximately 1.50 MEV).

The results of the laboratory absorption coefficient experiments indicate that only a very limited thickness of rock at the surface will affect the field G.M. instrument—a thickness of the order of a metre at most. The gamma-ray survey can therefore not be used to follow a bed which lies at any depth. Furthermore, it cannot be used where there is an appreciable thickness of cover which has not been derived from the bed nearest the surface. Alluvium, drift, or glacial deposits would mask the

PART V: GEOLOGICAL RESULTS OF APPLIED GEOPHYSICS

underlying strata and the readings recorded would be due to the radioactive properties of the covering material and not related to the solid geology.

However, in spite of these drawbacks, the radioactivity surface survey appears to be of appreciable value in certain circumstances. Thus, where the soil is derived from the immediately underlying rock, the boundaries of the latter can be followed with a fair degree of certainty even in the absence of outcrops, provided that neighbouring strata show distinctly different radioactive properties. It must be remembered that the radioactive properties of sediments are related not to their age so much as to their lithology, and therefore two lithologically different components of the same member may show more radioactive contrast than strata widely separated in time.

Generally speaking, therefore, it would appear that the radioactive surface survey will be most useful in sedimentary areas where there is good lithologic contrast between the surface rocks. However, where a number of different beds are encountered in a relatively small area, mapping by radioactivity alone is not possible. If mapping were attempted by radioactive values only, all that could be drawn on the map would be iso-radioactivity lines. Where, however, observations of local geology are combined with radioactivity readings a more accurate geological map can probably be produced in many cases than would otherwise be possible.

Radioactivity surface surveying must therefore be looked upon like any other geophysical technique, *as an aid to geological mapping in suitable circumstances.*

No evidence was found of any increased count over faults, probably due to the fact that only alpha-emitting radon is released, which would not affect the instruments used.

Generally speaking, it has been found that the gamma-ray counts observed at the surface of the main sedimentary rock types are in about the same order of activity as found by the borehole gamma survey. However, each area so far examined shows local differences, depending on the palaeogeographical history of deposition. Correlation can be made locally between beds giving high or low gamma-ray counts, but there is a wide intermediate band where differentiation is difficult.

To sum up, it can be said that the technique described above is still in the experimental stage. Work is in progress to accumulate and analyze further data and, when the results obtained from a number of widely separated areas have been examined, more definite conclusions as to the potentialities of this survey method will be possible.

REFERENCES

- AMBRONN, R. 1928. *Elements of Geophysics*, pp. 107-133.
- BOGOIAVLENSKY, L. N. 1928. Radiometric Exploration of Oil Deposits. *U.S. Bureau of Mines Inf. Circ.*, no. 6072.
- BULASHEVICH, U. P. 1945. The Seasonal Changes of Radioactive Anomalies. *Bull. Acad. Sci. U.S.S.R. (Ser. Geog. Geophys.)*, vol. ix, p. 529.
- 1947. Diffusion of Emanation in the Soil. *Bull. Acad. Sci. U.S.S.R. (Ser. Geog. Geophys.)*, vol. xi, pp. 93-96.
- CLAY, J., and CLAY, P. H. 1938. Absolute Intensity of Cosmic Radiation at Sea Level. *Physica*, vol. v, no. 9, p. 898.
- DUPERIER, A. 1945. The Geophysical Aspects of Cosmic Rays. *Proc. Phys. Soc.*, vol. lvii, p. 464.
- 1943. Cosmic Ray Fluctuations. *Nature*, vol. cli, p. 308.
- EVANS, R. D., and GOODMAN, C. 1941. Radioactive Measurement of Rocks. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. lii, pp. 459-490.
- and MUGELE, R. A. 1936. Increased Gamma-ray Sensitivity of Tube Counters and Measurement of Thorium Contents of Ordinary Materials. *Rev. Sci. Inst.*, vol. vii, pp. 441-449.
- and RAITT, R. W. 1935. The Radioactivity of the Earth's Crust and its Influence on Cosmic Ray Electroscope Readings made near Ground Level. *Phys. Rev.*, vol. xlviii, p. 171.
- EVE, A. 1911. On the Ionization of the Atmosphere due to Radioactive Matter. *Phil. Mag.*, vol. xxi, p. 26.
- FEINBERG, —. 1946. *C. R. Acad. Sci. U.S.S.R.*, vol. iv, no. 53, p. 417.
- HOWELL, L. G. 1934. Radioactivity of Soil Gases. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. xviii, pp. 63-68.
- LUTZ, W. 1940. Radioaktive Bodenuntersuchungen nach dem γ -Strahlenverfahren. *Beitr. z. Angew. Geophysik*, vol. viii, pp. 211-226.
- RIDLAND, G. C. 1943. Use of the G.M. Counter in the Search for Pitchblende-bearing Veins at Great Bear Lake, Canada. *A.I.M.E. Tech. Pub.*, no. 1614.
- STECHHÖFER, S. 1936. Erdstrahlungsmessungen mit Zählrohrapparatur. *Zeitschr. f. Geophys.*, vol. xii, p. 68.
- SUCKSTORFF, G. A. 1935. Eine transportable Zählrohrapparatur und ihre Anwendung im Gelände. *Zeitschr. f. Geophys.*, vol. xi, p. 95.
- WYNN-WILLIAMS, W. 1932. *Brit. Pat.* 421, 341.

NOTES ON THE INFLUENCE OF DYKES ON UNDERGROUND WATER, WITH SPECIAL REFERENCE TO THE ODENDAALSRUST AREA IN THE UNION OF SOUTH AFRICA*

By O. R. van EEDEN and J. F. ENSLIN

Union of South Africa

ABSTRACT

In more than half the Union of South Africa, concentrations of ground water are largely controlled by dykes. In horizontal sediments the water appears to be confined to a narrow band of baked rock adjoining the dyke and this, due to numerous joints and fractures, is a better aquifer than the unaltered sediments. In tilted strata, the dyke acts as a barrier and impounds the water. The best site for a bore hole depends on the relative permeability of the sedimentary aquifer and the metamorphosed region. Intrusions into older igneous rocks do not form favourable conditions unless the depth of weathering is great, but as joints frequently occur near dykes, the best site is again close to the dyke. Rapid weathering may lead to the dyke itself carrying a satisfactory supply.

In the Odendaalsrust Area, the electrical resistivity method is not satisfactory for locating aquifers but, where the dyke is covered, its magnetic properties permit its ready location by magnetic prospecting methods. The precise delineation of the dyke walls is by no means easy, as the anomaly is influenced by the weathering near the surface and the variability of the magnetic properties along and across the dyke.

SEISMIC REFRACTION METHODS AND DAM SITE EXPLORATION

By O. VECCHIA

Italy

ABSTRACT

A number of applications of the seismic refraction method to the investigation of proposed dam sites are considered. A wide range of conditions were covered, involving igneous, metamorphic, calcareous or dolomitic foundations covered by alluvial, glacial or lacustrine deposits up to 240 m. in thickness. The surface conditions, which influence the details of the technique to be employed, include marshy ground and in one case the work was carried out over a lake 40 m. deep.

The information obtained has always been valuable, and in many cases decisive, in the location and planning of the dam. In addition to the depth of bedrock, other data have been revealed, such as the thickness of glaciers, and of sediments at the bottom of a lake, etc.

Although only a few confirmatory drill-holes have been put down so far, they confirm the accuracy of the seismic interpretations, and illustrate the potentialities of the method in geological problems.

DISCUSSION

J. CROSNIER-LECONTE a demandé au professeur Vecchia quelques indications sur la largeur des remblaiements des vallées dont l'application de la méthode sismique lui a permis de déterminer les profondeurs.

J. LETOURNEUR a remarqué que la méthode sismique a permis de déterminer avec précision l'allure du bedrock. Elle a mis en évidence une excavation de ce bedrock ouverte latéralement par rapport à l'axe de la vallée. Comme il ne s'agit pas d'un canyon semblable aux vallées sous-glaciaires qui ont déjà été fréquemment rencontrées, il serait heureux de connaître l'opinion de Monsieur Vecchia sur l'origine de cette cavité.

In reply O. VECCHIA stated that the widths of the valleys examined were usually between 400 and 600 metres but in certain cases the width was very much smaller. The origin of the transverse depression was probably due to a small stream which entered the valley.

* Published by authority of the Minister for Mines.

SOME GEOPHYSICAL EXPERIENCES IN WATER SUPPLY

By R. C. S. WALTERS

Great Britain

ABSTRACT

The Paper describes four examples of geophysical prophecies confirmed subsequently by geological data.

- (1) For a dam site in Leicestershire at Nanpantan where the Keuper marl rests on the Pre-Cambrian, the geophysical survey quite correctly forecasted the depth of rock at 25 feet below the surface. This rock however, was unsuitable for the foundations of a dam, being Keuper Sandstone "skerries," and not the Pre-Cambrian which was found to be 25 feet, on an average, lower.
- (2) The increase in yield above 2 m.g.d. was desired at a pumping station in the Chalk of Kent at Cuxton, and the geophysical survey confirmed areas in proximity to the existing well and adit with high and low resistivity, and a borehole was sunk at the latter and confirmed the probabilities that the yield of the site could be increased by $\frac{1}{2}$ m.g.d. The varying resistivity area was also confirmed by the existing adit, parts of which were relatively dry.
- (3) An unsuccessful site in the Lincolnshire Limestone at Hibaldstow was confirmed by the geophysical survey.
- (4) A site at Redbourne for which the geophysical survey forecast a good yield, also in the Lincolnshire Limestone, is about to be tested by a borehole, the results of which should be known in a few weeks time, and this information will be added to the Paper.

GEOLOGICAL RESULTS OF GEOPHYSICAL PROSPECTING FOR WATER ON THE NEW GOLDFIELDS OF THE ORANGE FREE STATE OF THE UNION OF SOUTH AFRICA

By O. WEISS and A. FROST
Union of South Africa

ABSTRACT

With the commencement of mining operations, the immediate requirements for water had to be met from local underground water supplies in an area where water has always been scarce. Electrical and magnetic measurements were carried out for the mapping of younger dyke systems and for the selection of borehole sites. The geological results of the subsequent drilling of shallow water boreholes are described, together with the geophysical results.

RESULTS

THE opening up of the new goldfields in the Orange Free State presented some special problems. While previous extensions of the Witwatersrand mining area could rely on the extensions of the existing water and power facilities, the newly discovered area is some 200 miles from Johannesburg, and some 50 miles from the Vaal River, which is the nearest potential source of adequate water supply.

The South African Government undertook the establishment of a pipe line to bring water to the new goldfields from the Vaal River. The initial supply is expected in 1950. After the formation of the St. Helena mining company was completed, water was required for shaft sinking, the maintaining of power supplies, buildings, plant and personnel. Thus, it was necessary to establish reliable and sufficient water supplies if operations were not to be interrupted until the Government pipe line reached the new goldfields.

The initial minimum dependable amount of water needed for the commencement of shaft sinking was estimated at 3,000 gallons per hour, but more was needed for the comfort and health of the field personnel. Furthermore, the Consulting Engineer decided that several independent groups of boreholes should be made available, each able to supply the full initial water requirements. This precautionary measure was taken as the continuity of the water yield from the boreholes was an unknown factor. Provision was also made for independent supplies in various portions of the mine's ground, which covers some 19 square miles.

These requirements were met by finding a total supply, as indicated by 24-hour pumping tests, of 79,900 gallons per hour in 89 boreholes. It was assumed that not more than 50 per cent of the capacity of each borehole should be pumped at any time, and pumping time was limited to 10 hours per day. For practical purposes it was not worth pumping holes with a capacity of less than 1,000 gallons per hour, and only one of a number of closely spaced holes was used. With all these restrictions, the total safe yield was limited to 40,000 gallons per hour and, by pumping only to 50 per cent capacity and for 10 hours daily, the output amounted to 10,000 gallons per hour, obtainable for 24 hours per day. All this water is suitable both for industrial purposes and for human consumption.

It took about two years of geophysical work and drilling, with two light percussion drills, to achieve the above results. Altogether 89 boreholes, 6 inches in diameter, were drilled, representing

PART V: GEOLOGICAL RESULTS OF APPLIED GEOPHYSICS

a total footage of 13,700 feet, or an average of 150 feet per hole. Water was struck at an average depth of 100 feet. The following data are of interest:—

Boreholes producing less than 500 gallons per hour.....	45
" " 500 to 1000 " " " ".....	13
" " more than 1000 " " " ".....	31

Records of boreholes under pumping show that, in spite of the abnormal droughts during the years 1936 and 1937, the boreholes after an initial drop kept up their production satisfactorily.

GEOLOGY AND GEOPHYSICS

The area discussed in this paper is near Odendaalsrust in the Orange Free State and covers the mining lease of St. Helena Gold Mines.

The general slope of the surface is from east to west, with local variations of the slopes around the "pans" (shallow depressions).

The country rocks are Karroo shales, covered by thick soil. These shales are impervious and could only contain water in fractures. The dip of the shales is nearly horizontal, their regional dip being about 2° to 4° to the south-east. The Karroo beds show no faulting and minor local folding. There are numerous post-Karroo dolerite dykes in the area, most of them covered by soil, but known to the authors from the original geophysical surveys which led to the discovery of the new goldfield. In the course of this work, magnetometric observations found sharp anomalies, typical of the post-Karroo dolerite dykes investigated during previous years on the Witwatersrand (Weiss, March, 1946). It was thought that the shales next to the intruded younger dykes might have water-bearing fractures (Weiss, October, 1946). The plan of attack was therefore to locate hidden dykes by mapping their magnetic anomalies, to work out the dyke system and to locate shallow boreholes near the dykes. It was known that deep holes in the Karroo shales often produced saline water. The intention was to tap fresh water at shallow depth.

The magnetometer survey showed that the dyke system of smaller and larger dykes divided the area into zones. The practice was to choose the biggest of these zones and the biggest of the surrounding dykes for investigation with electrical resistivity measurements.

In the course of the magnetic survey it was found that the few good water-producing boreholes of the farmers were in every case along the dykes traced by the magnetometer. These dykes do not outcrop, but the farmers had located some portions of them by observing certain peculiarities of the vegetation.

The area investigated has lacked good water supplies ever since the first European settlement took place about a century ago. Numerous shallow boreholes were drilled by generations of the farmers, but only a few gave good water supplies. Some families own simple drilling machines by means of which shallow holes of 60 to 70 feet can be drilled in soft formations. The usual practice was to drill in places suggested by the particular distribution of the vegetation, or by water diviners. If the hole was dry or if hard rocks (dolerite) were met, the hole was stopped and another started 20 or 30 feet away. In this manner spasmodic attempts were made by the farmers using their own or hired drills. To find boreholes in this same area yielding in some cases as much as 4,000 gallons per hour is a noteworthy scientific achievement.

The average yearly rainfall, from the little available evidence, may be about 20 inches. No precise data on rainfall existed for the area. Most of the rainfall occurs during the months of December to March, although occasional rainstorms may occur at any time during the year. The soil is porous and the run-off is not exceptionally high. Once the rainwater seeps down to the thick soil, losses by transpiration or other causes are not unduly high.

The dolerite dykes form impervious walls along which the otherwise plastic shales are indurated and fractured. The normal condition is to find water in the immediate vicinity of the dykes, but there are cases of water in the dyke itself. This latter fact was first observed by E. M. Cohen and was later confirmed by further drilling. The water-yielding fractures in the boreholes are often visible when

illuminating the holes by mirror-reflected sunlight. The explanation of fracturing, or weathering, in the dykes at depths of the order of 100 feet requires further study. In one case, when two very good boreholes were completed, one on each side of the same dyke, by pumping one the water level in the other was lowered. Here the dyke was not impervious in the vicinity of the holes and the latter were intercommunicating. In all these cases the depths were small, of the order of 100 feet, and the effects of deloading through erosion may have produced the dyke fractures. It is also possible that the water percolating in the fractures of the shale may bring sufficient oxygen to these shallow depths to decompose olivine-rich portions of the dykes. It is known from observations in mine workings that the olivine-rich dolerite dykes, when exposed to air, soon crumble and "rot."

Experience proved that the holes had to intersect the shales in the immediate vicinity of the walls of the dyke. The dip of the fractures in the shales is very steep, as proved by the fact that by shifting the sites of some unsuccessful boreholes by only a few feet, excellent water supplies were found.

The dip of the dykes is nearly vertical. It is possible to trace the dykes and, sometimes, to find the direction of the dip by mapping the magnetic anomalies. Not every dyke is flanked by water-bearing shales, and even when water is found it may be limited to certain stretches only.

It was therefore necessary to use, in addition to the magnetic surveys, electrical resistivity measurements for the location of water-bearing fractures on the sides of the hidden dykes. The interpretation of the electrical resistivity measurements is not straightforward, as the mathematical interpretation of the observed data is limited by simplifications which are not met in the case under discussion. Nevertheless, water-filled fractures form zones of low resistivity or at least zones of contrast with the dykes and impervious shales. It was also possible to locate the walls of the dykes by means of an electrical ratio method. This was necessary and gave important information for the correct location of the boreholes. The magnetic measurements cannot give accurately the width of the dykes. Even the magnetic indication of the centre of the dykes is very often misleading. The maxima (or, if adversely polarized, the minima) are supposed to be over the centre of vertical dykes, but it has been proven that, depending on the distribution of magnetite, the maxima may be near one of the walls, and the shape of the magnetic anomaly curves may not reflect so much the dip of the dyke as the angle of the "shoot" of magnetite concentration in the dyke. It is possible to have vertical dykes with magnetite-rich zones cutting diagonally across the dykes and the resultant magnetic anomalies will be asymmetrical curves typical of dipping magnetic bodies.

Numerous initial tests have proven that the location of water-bearing zones along the dykes cannot be done by simply observing zones of low resistivities, as such zones may contain water and yet yield very little. For a good yield the existence of fracture zones is a necessary condition. Such fractures were shown by minute variations in the resistivity ratio curves. Thus the favourable sites were selected where the resistivity values were relatively low and the ratio values relatively high with appreciable variations in the ratio curves, i.e., high values of differentials of the ratio curves.

The resistivity measurements were made by means of constant electrode separations of 80 feet, 100 feet and 120 feet, using Lee's partitioning (five electrodes) method. The ratio curves were formed from the partitioned values of resistivities. In order to obtain details, the whole electrode system was moved in steps of five feet. The ever-present disturbing effects due to surface resistivity heterogeneities were eliminated in the interpretation by relying only on features persistent in curves of different electrode separation, and in curves obtained using different directions of the line of electrodes over the same sites.

Summing up: The selection of water borehole sites was made by locating hidden dykes with magnetic measurements, by locating zones of low resistivities along such dykes, by fixing the walls of the dyke by resistivity ratio curves and by locating the fissured zone by variations in the ratio curves. Details were obtained by shifting the electrodes in very small steps of five feet.

Fig. 1 shows the magnetic anomaly, resistivities, ratio curves and differentials across a dyke where drilling was unsuccessful. Fig. 2 shows the corresponding data over the site of a borehole producing 4,000 gallons per hour.

PART V: GEOLOGICAL RESULTS OF APPLIED GEOPHYSICS

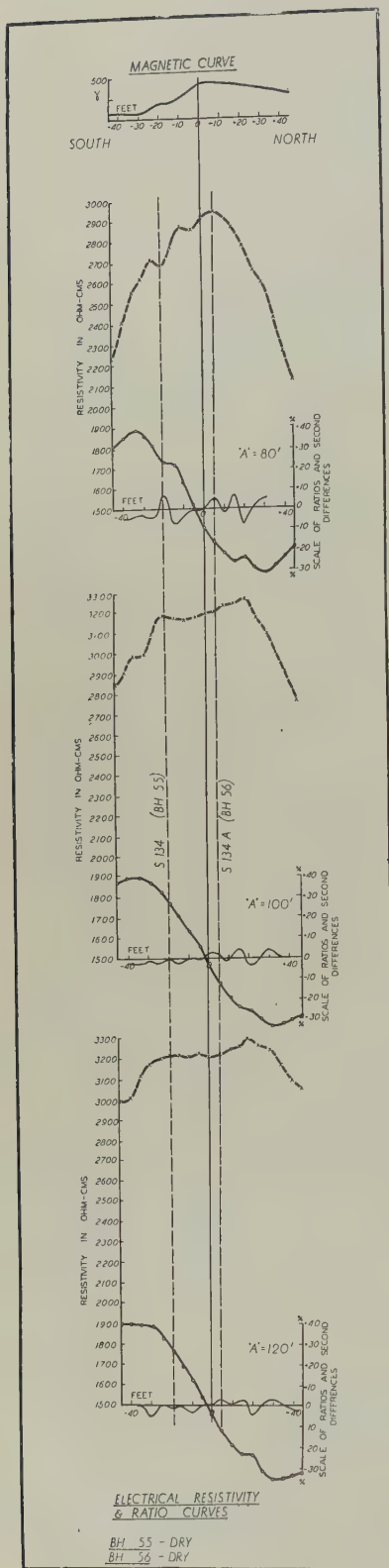


FIG. 1.

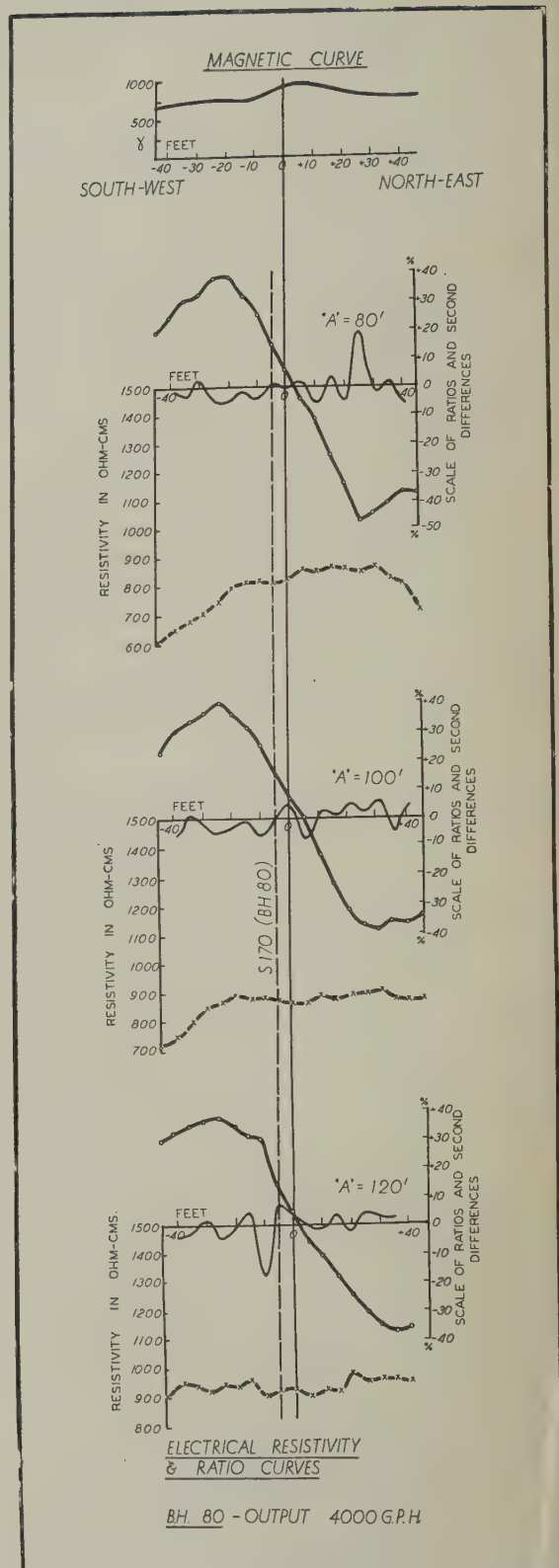


FIG. 2.

WEISS, FROST: PROSPECTING FOR WATER IN S.A.

ACKNOWLEDGMENTS

The writers wish to thank the management of Union Corporation Limited for permitting the publication of the data.

Full acknowledgments are due to the late Mr. D. J. Wium for the initial work on the procedures described, as well as to Messrs. E. M. Cohen, G. Maroudas, G. L. Sorour and C. A. J. Kritzingen who continued the work.

REFERENCES

- WEISS, O. 1946. Typical Magnetic Anomalies of Lower Witwatersrand Shales and Younger Dykes in the Witwatersrand. *Journal of the Chemical, Metallurgical and Mining Society of South Africa*, March.
- 1946. Geophysics Prospecting for Water in the Dolomite. *Journal of the Chemical, Metallurgical and Mining Society of South Africa*, October.

DATE DUE



3 8198 309 338 679

THE UNIVERSITY OF ILLINOIS AT CHICAGO

LIST OF THE PARTS OF THE REPORT OF THE EIGHTEENTH SESSION

- PART I. General Proceedings of the Session.
- PART II. Proceedings of Section A: Problems of Geochemistry.
- PART III. Proceedings of Section B: Metasomatic Processes in Metamorphism.
- PART IV. Proceedings of Section C: Rhythm in Sedimentation.
- PART V. Proceedings of Section D: The Geological Results of Applied Geophysics.
- PART VI. Proceedings of Section E: The Geology of Petroleum.
- PART VII. Symposium and Proceedings of Section F: The Geology, Paragenesis and Reserves of the Ores of Lead and Zinc.
- PART VIII. Proceedings of Section G: The Geology of Sea and Ocean Floors.
- PART IX. Proceedings of Section H: The Pliocene-Pleistocene Boundary.
- PART X. Proceedings of Section J: Faunal and Floral Facies and Zonal Correlation.
- PART XI. Proceedings of Section K: The Correlation of Continental Vertebrate-bearing Rocks.
- PART XII. Proceedings of Section L: Earth Movements and Organic Evolution.
- PART XIII. Proceedings of Section M: Other Subjects.
(Also including meetings on the Geology and Mineralogy of Clays).
- PART XIV. Proceedings of the Association des Services géologiques africains.
- PART XV. Proceedings of the International Paleontological Union.